

Copyright ©

Es gilt deutsches Urheberrecht.

Das Werk bzw. der Inhalt darf zum eigenen Gebrauch kostenfrei heruntergeladen, konsumiert, gespeichert oder ausgedruckt, aber nicht im Internet bereitgestellt oder an Außenstehende weitergegeben werden ohne die schriftliche Einwilligung des Urheberrechtsinhabers. Es ist nicht gestattet, Kopien oder gedruckte Fassungen der freien Onlineversion zu veräußern.

German copyright law applies.

Copyright and Moral Rights for this thesis are retained by the author and/or other copyright owners. The work or content may be downloaded, consumed, stored or printed for your own use but it may not be distributed via the internet or passed on to external parties without the formal permission of the copyright holders. It is prohibited to take money for copies or printed versions of the free online version.

666

2945-1

BERICHTE
aus dem
SONDERFORSCHUNGSBEREICH 313

VERÄNDERUNGEN DER UMWELT - DER NÖRDLICHE NORDATLANTIK

05. März 1997



Nr. 67

Untersuchung des ostgrönländischen
Kontinentalrandes mit dem
Weitwinkel-Seitensicht-Sonar GLORIA

FRANZ-JOSEF HOLLENDER



Nr. 67

**Untersuchung des ostgrönländischen Kontinentalrandes mit dem
Weitwinkel-Seitensicht-Sonar GLORIA**

Franz-Josef Hollender

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis	1
Zusammenfassung	3
1. Einleitung.....	5
2. Arbeitsgebiet.....	7
2.1. Geologische Entwicklung des ostgrönländischen Kontinentalhangs: vom Känozoikum bis Pleistozän	7
3. Datenmaterial und Methoden.....	13
3.1. GLORIA: Weitwinkel-Seitensicht-Sonar-Daten	14
3.2. Bearbeitung digitaler GLORIA-Aufzeichnungen	19
3.3. PARASOUND: Sedimentecholot-Daten	31
3.4. Bearbeitung digitaler PARASOUND-Aufzeichnungen	33
3.5. Sedimentkerne: Sedimentphysikalische Daten.....	37
3.6. Beziehungen zwischen sedimentphysikalischen Parametern und DN-Werten....	38
4. Ergebnisse.....	44
4.1. Akustische Rückstreuungen am ostgrönländischen Kontinentalhang	44
4.1.1. Der seismischen Gütefaktor Q als Indikator für sedimentphysikalische Parameter	54
4.2. Geologische Strukturen des ostgrönländischen Kontinentalhangs.....	61
4.3. Boreas-Becken	68
4.4. Grönland-Becken.....	72
4.4.1. Rinnensysteme	72
4.4.2. Rutschungen	82

4.4.3. Sedimentwellen im Einflußbereich von Turbiditströmen.....	85
4.4.4. Sedimentwellen im Einflußbereich von Bodenwasserströmungen	87
4.5. Vergleich zwischen dem Boreas- und dem Grönland-Becken	94
5. Diskussion.....	96
6. Schlußfolgerungen	100
7. Literatur	101
8. Dank	108
Anhang.....	110
A.1 Abbildungsverzeichnis.....	111
A.2 Tabellenverzeichnis	118
A.3 Tabelle der in dieser Arbeit verwendeten Kerne	119
A.4 Tabelle der Parasound Profile.....	121
A.5 Tabelle der GLORIA Profile	122
A.6 Kerne bei denen die Dichte, P-Wellengeschwindigkeit und Impedanz gemessen bzw. berechnet wurde (Tiefe 26 cm).	123
A.7 Korngrößen von Oberflächenproben.....	124

Zusammenfassung

Diese Arbeit stellt Ergebnisse von Untersuchungen am ostgrönländischen Kontinentalrand mit dem Weitwinkel-Seitensicht-Sonar GLORIA, dem Sedimentecholot PARASOUND und dem Multi-Sensor-Core-Logger dar. Die sedimentphysikalischen Parameter stammen zum Teil von Michels (1995), Chi (1995) und Antonow (1995). Die verwendeten bathymetrischen Daten stammen aus dem ETOPO5 Datensatz. Die GLORIA- und Parasound-Daten wurden unter Teilnahme des Sonderforschungsbereiches 313 auf Ausfahrten mit der RV Livonia, der FS Meteor und der FS Polarstern gewonnen. Das im Rahmen dieser Arbeit erstmalig flächendeckend vermessene Arbeitsgebiet umfaßt 250.000 km² und erstreckt sich von der Hovgaard Bruchzone im Norden bis zu "Dorotheys Nose" im Süden.

Das GLORIA System zeichnet das unterschiedliche Rückstreuungsvermögen des Meeresbodens auf. Dies ist abhängig vom Winkel der einfallenden Welle zum Meeresboden, der Rauigkeit der Meeresbodenoberfläche und den Änderungen der sedimentphysikalischen Parameter. Ein Maß für die Größe der Rückstreuung ist der dimensionslose DN-Wert.

Die Eindringtiefe des Sedimentecholots PARASOUND kann in Tiefseesedimenten bis über 100 m betragen, die horizontale Auflösung einzelner Reflektorenabfolgen liegt im dm-Bereich.

Die P-Wellengeschwindigkeit und Dichte können mit dem Multi-Sensor-Core-Logger in 2 cm Abständen gemessen werden.

Die beiden im Arbeitsgebiet liegenden Becken (Grönland- und Boreas-Becken) unterscheiden sich in ihrer Rückstreuung erheblich voneinander, was auf unterschiedliche Korngrößen und Sedimenttransportprozesse hinweist. Das Grönland-Becken wird durch hangabwärtsgerichtete Sedimentation geprägt, wohin gegen das Boreas-Becken durch Tiefenströmungen und wahrscheinlich durch Prozesse in der Wassersäule geprägt ist. Im Grönland-Becken erstreckt sich ein bis zu 300 km langes Kanalsystem vom oberen Kontinentalhang in das Becken hinein. Die Kanäle können mehrere km breit und bis zu

120 m tief werden. Das Grönland-Becken weist eine Vielfalt von morphologischen Provinzen auf. Es zeigt unter anderem Gebiete, in denen Sedimentwellenfelder vorherrschen. Diese können verschiedene Ursachen haben, sie werden zum einen durch Konturströme und zum anderen durch das Überfließen von Turbiditströmen gebildet. Die zum erstenmal aus der Kombination der GLORIA- und PARASOUND- Daten anhand der Sedimentwellen abgeleitete Strömungsrichtung ist südwärts. Oberhalb von "Dorotheys Nose" ändert sich die Richtung auf südostwärts. Den nordöstlichen Teil des Becken prägen fächerartige Rückstreuungsmuster, die durch hangabwärts gerichtete Lineamente unterbrochen werden. Diese Muster weisen auf Kaltwasserkaskaden und hangabwärts gerichteten Sedimenttransport hin.

Das Boreas-Becken besitzt insgesamt eine einheitlichere Rückstreuung als das Grönland-Becken. Das Becken wird durch Interferenzmuster charakterisiert, die durch multiple Wellenpfade in der obersten Sedimentschicht entstehen. Am Fuß des Kontinentalhanges treten kreisrunde Flecken auf, die eine sehr hohe Rückstreuung besitzen und vermutlich Gasaustrittszonen anzeigen.

Hohe DN-Werte, die ein Maß für die Rückstreuung sind, stehen in Verbindung zu hohen Dichte-, P-Wellengeschwindigkeits- und Korngrößenwerten. Eine lineare Regression zwischen dem DN-Wert der GLORIA-Daten und Korngrößen ermöglicht es erstmalig, eine synthetische Korngrößenverteilung von Oberflächensedimenten für das Grönland- und Boreas-Becken zu berechnen. Voraussetzung dafür ist, daß der topographische- und Fazies Effekt als konstant angenommen wird. Der erstmals aus PARASOUND-Daten berechnete seismische Gütefaktor Q läßt Rückschlüsse auf den Tiefenverlauf von Dichte und P-Wellengeschwindigkeit unterhalb der Teufen zu, die noch durch Kernentnahme zu erreichen ist.

1. Einleitung

Neben dem norwegischen ist der grönländische Kontinentalhang eines der Hauptuntersuchungsgebiete des Sonderforschungsbereiches 313. Der ostgrönländische Kontinentalrand stellt ein gutes Analogon für einen glazial geprägten Kontinentalrand wie z.B. dem norwegischem während der letzten Eiszeit dar. Dies resultiert aus den heute noch vorhandenen bis 3000 m mächtigen Inlandeismassen Grönlands (Andersen, 1994), den bis in die Fjorde hineinreichenden Gletscherzungen und die bis in die offene See hineintreibenden Eisberge, die die Sedimentation von eistransportiertem Material bis weit in die Grönland-See hinein steuern.

Mit dem Weitwinkel-Seitensicht-Sonar GLORIA (Geological Long Range Inclined Asdic) des Institute of Oceanographic Sciences (IOS) wurde der ostgrönländische Kontinentalhang erstmalig flächendeckend kartiert (Mienert, et al., 1993).

Die Weitwinkel-Seitensicht-Sonar Technik kam Ende der sechziger Jahre erstmals erfolgreich in der Tiefsee zum Einsatz (Rusby, 1970). Die Qualität der Daten wurde seitdem unter anderem durch (1) eine Vergrößerung des horizontalen Abstrahlwinkels von 10° auf 30° (Somers, 1978) (2) sowie durch den Einbau eines neuen Signalprozessors, der das Signalrauschverhältnis um 20 db verbesserte, gesteigert.

Bei der Sonartechnik wird der Meeresboden mit akustischen Mitteln quasi "fotografiert". Dargestellt wird das unterschiedliche akustische Rückstreuungsvermögen des Meeresbodens. Ein Maß für die Intensität der Rückstreuung ist der DN-Wert. Dieser ist abhängig von dem Einfallswinkel der eintretenden Welle zum Meeresboden (topographischer Effekt), der Rauigkeit des Meeresbodens (mikrotopographischer Effekt) und den Änderungen der akustischen Eigenschaften entlang der Grenzschicht Sediment-Wasser beziehungsweise der Grenzschichten in den oberen Sedimenten (Fazies Effekt). Hierzu gehören auch Änderungen der sedimentphysikalischen Parameter wie z. B. P-Wellengeschwindigkeit oder Dichte (Kenyon, 1987, Gardner, et al., 1991).

In dieser Arbeit wird anhand prozessierter Daten (GLORIA) eine geologische Interpretation des Arbeitsgebietes durchgeführt. Hierbei wird versucht, über die

akustische Rückstreuung Hinweise auf die Korngrößenzusammensetzung der obersten Sedimentschichten zu erhalten. Dies geschieht durch eine Korrelation von sedimentphysikalischen Parametern (P-Wellengeschwindigkeit, Dichte, Korngröße) mit Rückstreuungswerten (Lee, et al, 1993; Kenyon, 1992).

Informationen aus tieferen Sedimentschichten liefert das hochauflösende Sedimentecholot PARASOUND. Bei der Bearbeitung digitaler PARASOUND-Daten können die in der Mehrkanalreflexionsseismik üblichen Auswertemethoden allerdings nicht angewendet werden, da es sich hierbei um einkanalige Aufzeichnungen handelt. Aus den digitalen Daten kann aber der seismische Gütefaktor Q berechnet werden, der in Beziehung zur Dichte und P-Wellengeschwindigkeit der Sedimente steht. Der seismische Gütefaktor Q , der auch Qualitätsfaktor genannt wird, ist ein Maß für die Dämpfung.

Zur Bestimmung von sedimentphysikalischen Parametern wurde der Multi-Sensor-Core Logger eingesetzt (Chi, 1995, Mienert & Chi, 1995).

Durch eine Kombination der drei Meßverfahren (Sonar, PARASOUND, Logging) wird eine qualitative Interpretation der Meeresbodeneigenschaften angestrebt, wobei die obersten Schichten (0-10 m) anhand von GLORIA-Daten und Kernlogger-Daten, sowie die tieferliegenden Schichten durch das PARASOUND System beschrieben werden.

Ziel dieser Arbeit ist es, die Entwicklungsgeschichte der Haupttransportbahnen von Sedimenten und Bodenwassermassen am ostgrönländischen Kontinentalhang aus akustischen Meeresbodenaufnahmen und Sedimentkernen abzuleiten, und die dominanten großräumigen Sedimentationsprozesse zu ermitteln. Hierbei handelt es sich zu einem um den gravitativen Transport von Sedimenten in Regionen mit hangabwärtsgerichteten Kaskaden kalter Bodenwassermassen am Kontinentalhang und zum anderem um die Erosion, Akkumulation und Paläomorphologie von Sedimenten entlang von Haupttransportbahnen kalter Bodenwassermassen.

2. Arbeitsgebiet

2.1. Geologische Entwicklung des ostgrönländischen Kontinentalhangs: vom Känozoikum bis Pleistozän

Das Europäische Nordmeer ist ein junges Teilbecken des Atlantiks, das sich durch Spreizung entlang des von Island bis in das Nordpolarmeer verfolgbaren Mittelozeanischen Rückens erst in den letzten 56 Mill. Jahren gebildet hat (Thiede, 1980). Die Entstehungsgeschichte des Europäischen Nordmeeres begann im frühen Paleozän (Thiede, 1980). Wahrscheinlich bedeckte ein Schelfmeer einen schmalen Korridor zwischen Europa und Grönland (Thiede, 1980). Am Übergang Paleozän/Eozän trennte sich Grönland von der Eurasischen Platte. Daraus erfolgte die Öffnung der Norwegisch-Grönländischen See (Talwani, & Eldholm, 1977; Vogt, 1986). Während des frühen Eozäns drehte sich Grönland in Bezug zu Spitzbergen in NNW-Richtung. Im späten Eozän fand ein Wechsel in der Bewegungsrichtung von NNW auf WNW zwischen Grönland und Eurasien statt (Berggren, & Schnitker, 1983). Bei diesem Prozeß wurde Grönland zu einem Bestandteil der Nordamerikanischen Platte. In der Zeit vom Oligozän bis ins frühe Miozän entstand die Tiefenwasserverbindung zum Arktischen Ozean, wobei eine flache Verbindung schon vorher bestanden haben kann. Im späten Miozän hatte die Entwicklung des Nordatlantiks und der Norwegisch-Grönländischen See im wesentlichen ihre heutige Form und Tiefe erreicht (Thiede, 1980). Die verstärkte Vereisung seit ca 2,6 Mill. Jahren resultierte in einem erhöhten Eintrag von eistransportiertem Material in die Norwegisch-Grönländische See (Myhre, & Thiede, 1995, Wolf, & Thiede, 1991). Es bildeten sich auf den angrenzenden Landmassen der hohen Breiten weite Gebiete mit mehr als 1000 m mächtigen Eismassen, die landschaftsformend wirkten, im gleichen Maße bildeten sich mächtige Sedimentfächer (Vorren et al., 1989).

Die plattentektonischen Bewegungen, die das Europäische Nordmeer entstehen ließen, bestimmen auch heute noch seine Morphologie und Tektonik. Das europäische Nordmeer (Abbildung 1) wird durch den Mittelatlantischen Rücken von Norden nach Süden durch die Kolbensey-, Mohns- Knipovich- und Aegir-Rücken, sowie die Jan Mayen-, Grönland-, Hovgaard- und Molloy-Verwerfungszone in mehrere große Becken (Norwegen-, Lofoten-, Grönland-, oder Boreas-Becken) unterteilt. Das NW-SO orientierte Boreas-Becken weist eine maximale Wassertiefe von 3200 m auf. Das sich im Süden anschließende Grönland-Becken ist NO-SW orientiert und mit 3600 m Wassertiefe auch das tiefste der drei Becken entlang des ostgrönländischen Kontinentalhanges. In diesem Becken erhebt sich ein einzelner submariner Vulkan "Vesteris Banken", der nur mit einer dünnen Sedimentschicht bedeckt ist, was eine junge Entstehungsgeschichte anzeigen könnte (Alter ca. 100 000 Jahre aus Dredgeproben) (Cherkis, et al., 1994; Hempel, et al., 1991). Das Becken zwischen der Insel Jan Mayen und "Dorotheys Nose" hat eine Tiefe von 2400 m und ist nahezu E-W orientiert. Es ist das schmalste Becken entlang des ostgrönländischen Kontinentalrandes und verbindet das Grönland-Becken mit der Dänemark Straße im Süden. Es bildet einen der zentralen Durchlässe für den südgerichteten kalten Tiefenwasserstrom, der aus dem Norden durch die 3000 m tiefe Fram-Straße kommt (Vogt, 1986), welche die Hauptverbindung zwischen dem Europäischen Nordmeer und dem Arktischen Ozean ist.

Der Schelf des ostgrönländischen Kontinentalrandes läßt sich in zwei Gebiete unterteilen. Der Hauptunterschied zwischen dem nördlichen und südlichen ostgrönländischen Schelf ist der tektonische Aufbau. Den Übergangsbereich bildet die Jan-Mayen-Bruchzone. Der nördliche Teil des Schelfs erstreckt sich von der Jan-Mayen-Bruchzone im Süden bis auf 80° N. Dieser wiederum läßt sich weiter in ein nördliches und südliches Gebiet unterteilen, deren Grenze bei 75° N liegt. Das Gebiet ist in Nordsüd-Richtung über 800 km lang und zwischen 125 (südlicher Teil) und 300 km (nördlicher Teil) breit. Der südliche Teil wird bestimmt durch tertiären Vulkanismus und ausgeprägte Tektonik. Im nördlichen Teil sind keine Hinweise auf vulkanische Aktivitäten zu finden. Die Stratigraphie und Tektonik des nördlichen Teils unterscheidet sich vom südlichen hauptsächlich durch das totale Fehlen oder das nur geringmächtige Vorkommen von tertiärem Sedimentgestein und das seewärtige Abtauchen der Lithosphäre entlang eines

küstenparallelen Profils (Larsen, 1990). Die Übergangszone zwischen kontinentaler und ozeanischer Kruste liegt weiter seewärts und somit ist der Schelf an dieser Stelle breiter. Der tertiäre Vulkanismus im südlichen Teil beinhaltet sowohl das Vorhandensein von großen Plutonen als auch die Extrusion von Laven. Die plutonische Aktivität während des mittleren Tertiär konzentrierte sich auf die Jan Mayen Bruchzone, während ein teilweise erratisches Vorkommen von Laven auf Meeresbodenniveau (Spät-Paläozän bis Eozän) eine wesentlich weitere Verbreitung auf dem inneren Schelf hat. Abbildung 2 zeigt eine regional tektonische Karte des Gebietes zwischen Liverpool-Land und dem Bereich zwischen 75° N und 80° N. Der Bereich zwischen 75° und 80° N wird durch eine Anzahl küstenparalleler Horst und Grabenstrukturen gekennzeichnet. Sedimentäre Grabenfüllungen beinhalten 6-12 km mächtige paleozoische bis mesozoische Sedimente (Larsen, 1990).

Die rezente thermohaline Zirkulation im Arbeitsgebiet wird von dem Ausstrom kalter Wassermassen (-1,3°C) (Swift & Koltermann, 1988) auf der grönländischen (Ostgrönländisches Tiefenwasser) und dem Einstrom warmer Wassermassen (6-10°C) auf der norwegischen Seite (Norwegenstrom) bestimmt (Swift, 1986; Aagaard et al., 1985) (Abbildung 3). Das Arbeitsgebiet vor Ostgrönland zeigt saisonale See-Eisbedeckungen. Nur in der Periode von August bis September beginnt das Eis zu schmelzen, und es zieht sich dann bis an den Schelfrand zurück, wobei Eisberge aus den Fjorden mit dem kalten Ostgrönlandstrom nach Süden driften.

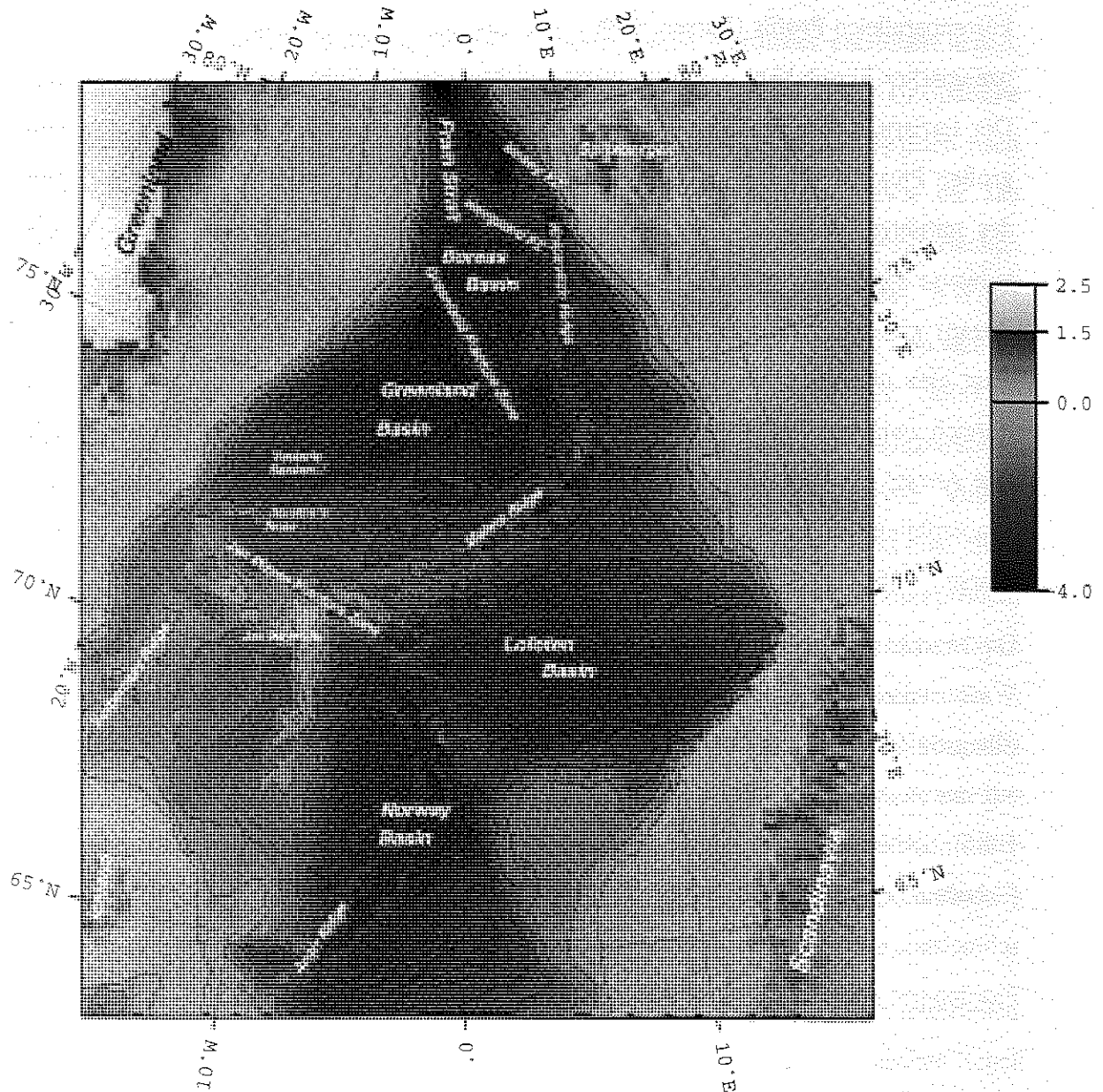


Abbildung 1: Darstellung der Bathymetrie und Morphologie im Europäischen Nordmeer (F. Z. :Fracture Zone).
Die Karte wurde mit dem Programm GMT erstellt, wobei als Datenbasis der ETOPO5-Datensatz diente.

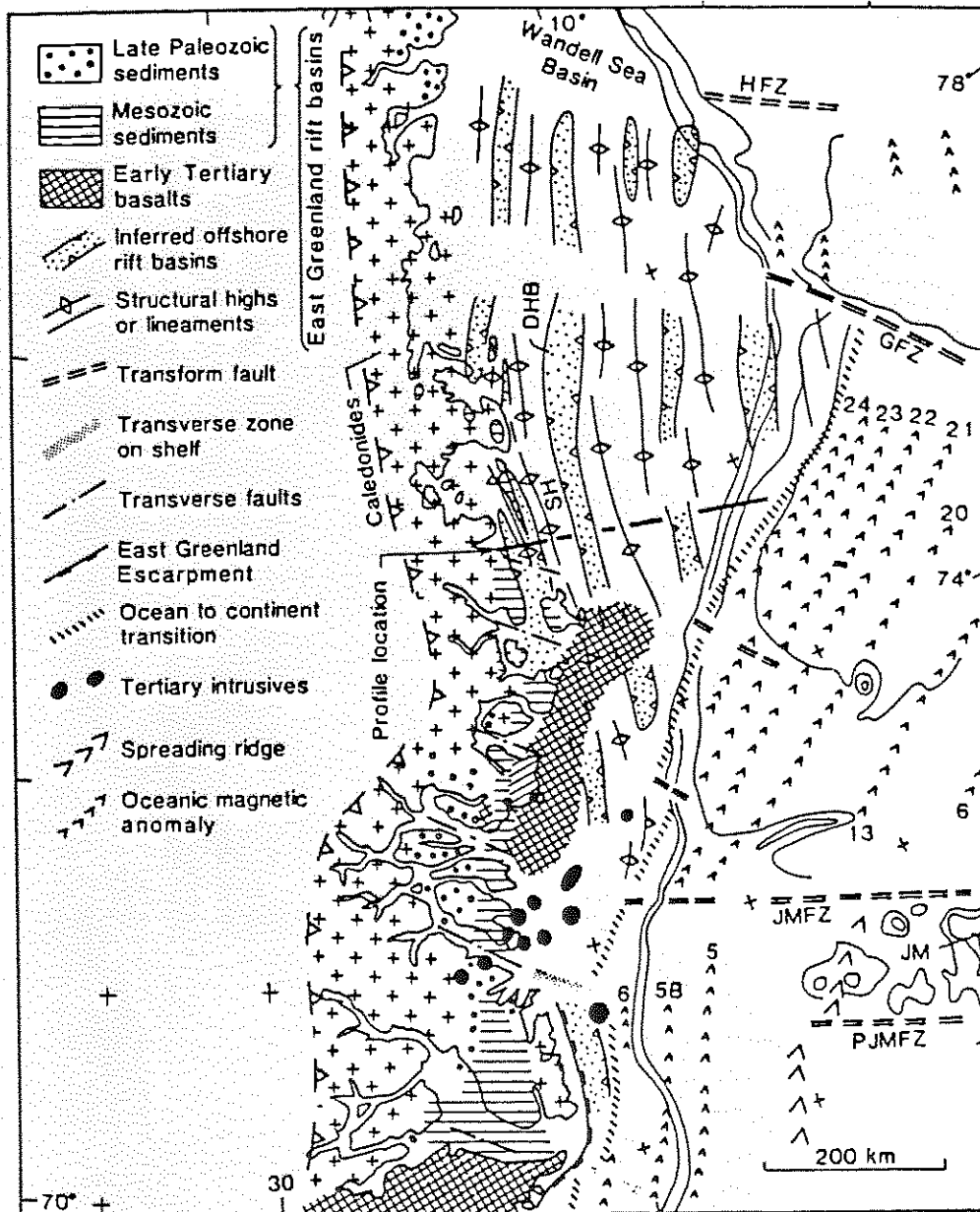


Abbildung 2: Tektonische Karte des ostgrönländischen Kontinentalrandes (Larsen, 1990).

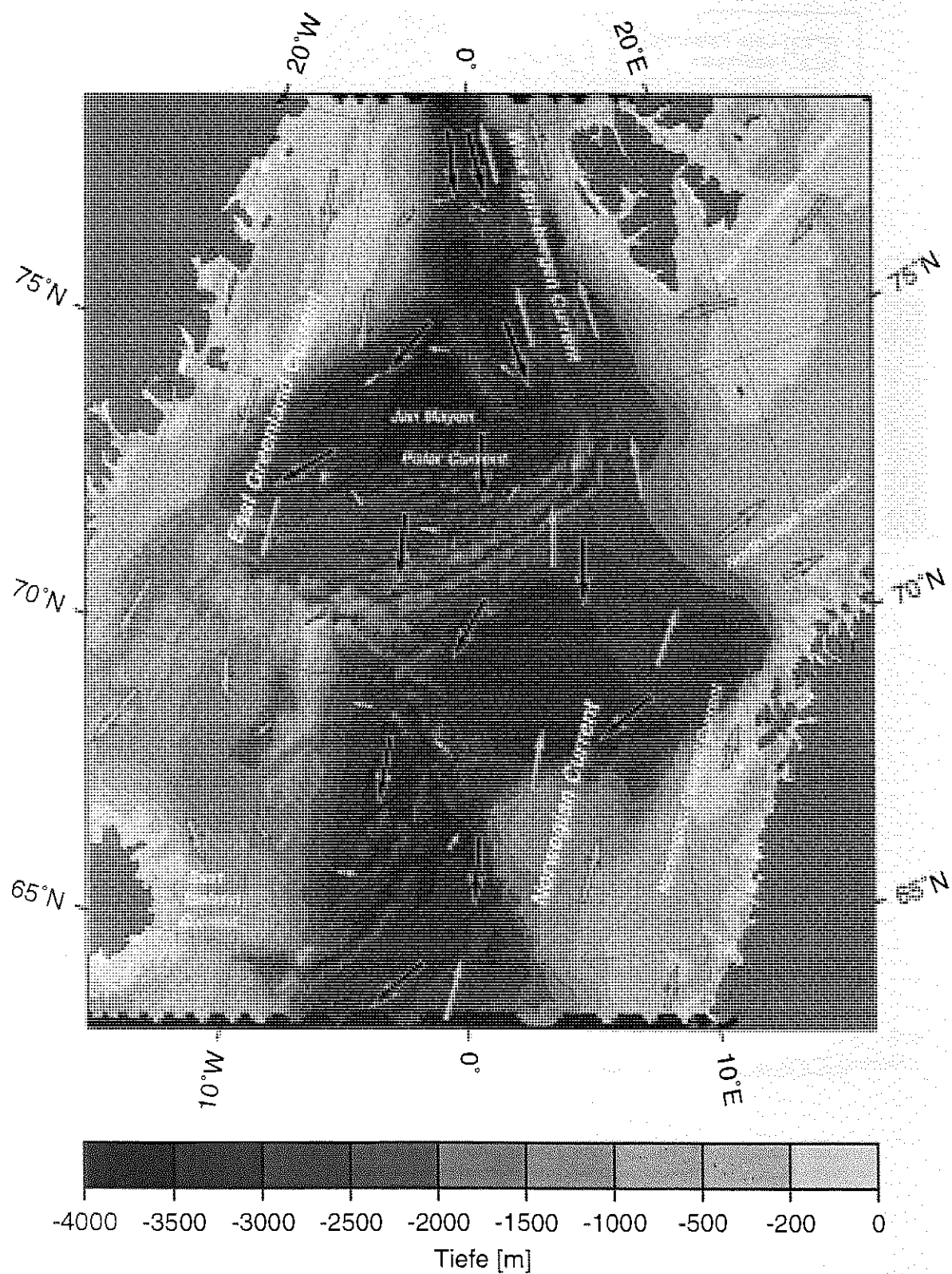


Abbildung 3: Hauptrichtungen von Tiefenwasserströmungen im Nordatlantik (nach Michels, 1995).

3. Datenmaterial und Methoden

Das Datenmaterial und die unterschiedlichen Methoden der Bearbeitung werden in einem Flußdiagramm erklärt (Abbildung 4). Die Daten basieren auf Messungen mit dem Weitwinkel-Seitensicht-Sonar GLORIA, dem hochauflösendem Sedimentecholot PARASOUND und dem Multi-Sensor-Core-Logger. Die Methoden der Datenbearbeitung unterscheiden sich für die verschiedenen Datensätze und Ziele erheblich voneinander (Abbildung 4).

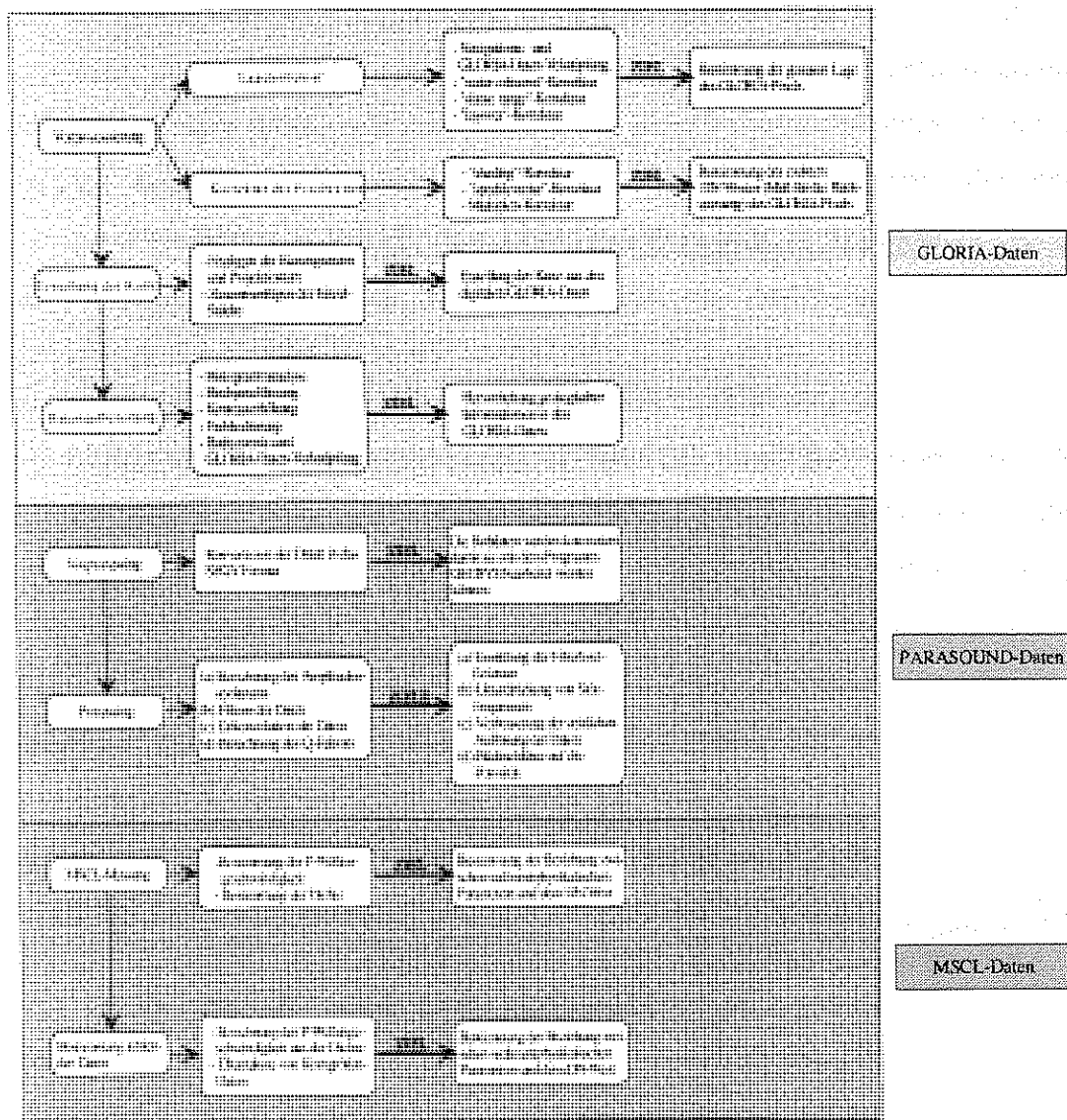


Abbildung 4: Dargestellt sind die Methoden, die bei der Bearbeitung der unterschiedlichen Daten (GLORIA, PARASOUND, MSCL) zum Einsatz kommen und die Ziele, die damit erreicht werden sollen.

Durch die Verknüpfung der GLORIA- und PARASOUND-Daten ist es möglich, exakte Aussagen über die Tiefe und Breite der gefundenen Kanäle zu machen. Aussagen über die Form von Sedimentwellen und damit auch über die Strömungsrichtung ermöglicht die Kombination von GLORIA- und PARASOUND-Daten. Die Verbindung von GLORIA- und bathymetrischen Daten erlaubt es, genaue Angaben über die Höhe bzw. Tiefe von geologischen Merkmalen am Meeresboden zu machen. Die Verbindung von sedimentphysikalischen Parametern und GLORIA-Daten ermöglicht es, z. B. eine synthetische Korngrößenverteilung (Abbildung 37) für das Arbeitsgebiet zu berechnen oder anhand des DN-Wertes Aussagen über die Dichte oder P-Wellengeschwindigkeit zu machen.

3.1. GLORIA: Weitwinkel-Seitensicht-Sonar-Daten

Das Weitwinkel-Seitensicht-Sonar GLORIA erfaßt die akustische Rückstreuung des Meeresbodens; ein Maß für die Intensität der Rückstreuung ist der dimensionslose DN-Wert.

$$S_b = \frac{P_b}{I_i A} \quad (3.1)$$

mit:

P_b = rückgestreute Energie pro Raumwinkel [W]

I_i = einfallende akustische Intensität [W/m^2]

A = beschallte Fläche

Bisherige Untersuchungen an GLORIA-Daten haben gezeigt (Gardner et al., 1991; Huggett et al., 1992), daß die akustischen Wellen nicht nur vom Meeresboden reflektiert werden, sondern auch in den Meeresboden eindringen können und von tieferliegenden Grenzschichten rückgestreut werden.

Im geschleppten GLORIA-System stehen sich 2 Reihen mit je 30 Sender/Empfänger-Elementen gegenüber, die bei einer Frequenz von 6.8 und 6.3 kHz auf der Steuerbord-beziehungsweise auf der Backbord-Seite operieren. Die unterschiedlichen Frequenzen verhindern ein Übersprechen. Der Begriff Übersprechen bedeutet hier eine Überlagerung von Frequenzen bei gegenseitiger Störung von Sender/Empfänger, wenn sie mit derselben Frequenz arbeiten. Die Gesamtleistung, die unter einem vertikalen Abstrahlwinkel von $2,5^\circ$ und unter einem horizontalen Abstrahlwinkel von 30° ausgesendet (Abbildung 5) wird, beträgt 10.5 kW je Seite. Das abgestrahlte Signal ist ein linearer, frequenzmodulierter Puls von 100 Hz, die Pulslänge beträgt 2 Sekunden und die Pulswiederholungsrate 30 Sekunden. Die Aufzeichnungsbreite liegt zwischen 7 und 30 km je Seite. Sie ist unter anderem von der Wassertiefe und der Pulswiederholungsrate abhängig. Bei einer Wassertiefe von 4000 m und einer Pulswiederholungsrate von 30 Sekunden beträgt die Aufzeichnungsbreite 22 km (Chavez, 1986). Bei einer Schiffsgeschwindigkeit von 8 Knoten, einer Pulslänge von 2 Sekunden und einer Pulswiederholungsrate von 30 Sekunden beträgt die Auflösung horizontal zur Fahrtrichtung des Schiffes 45 m und parallel dazu 125 m, daraus folgt eine Pixelgröße von $45 * 125$ m, die in dieser Arbeit verwendet wurde. Abbildung 6 stellt das Auflösungsvermögen und die Eindringtiefe der drei verschiedenen eingesetzten Geräte dar. Am äußersten Rand des Aufzeichnungsbereichs (30 km) beträgt die parallele Auflösung beim GLORIA-System nur noch 900 m (Searle, et al., 1990), womit die Auflösung von innen nach außen um den Faktor 7 abnimmt (das entspricht einer Verschlechterung der Auflösung von 25 m pro 1 km) (Abbildung 7). Der noch erkennbare Höhenunterschied zwischen zwei Merkmalen am Meeresboden liegt theoretisch bei Werten > 20 cm, was durch die Wellenlänge (20 cm bei 6.5 kHz) vorgegeben wird (EEZ Scan Scientists, 1985; Searle, et al., 1990), damit dieser Höhenunterschied noch erkennbar ist, müßte er aber über die gesamte integrierte Fläche (2500 m^2) gleich sein. Praktisch liegt der meßbare Höhenunterschied im m-Bereich.

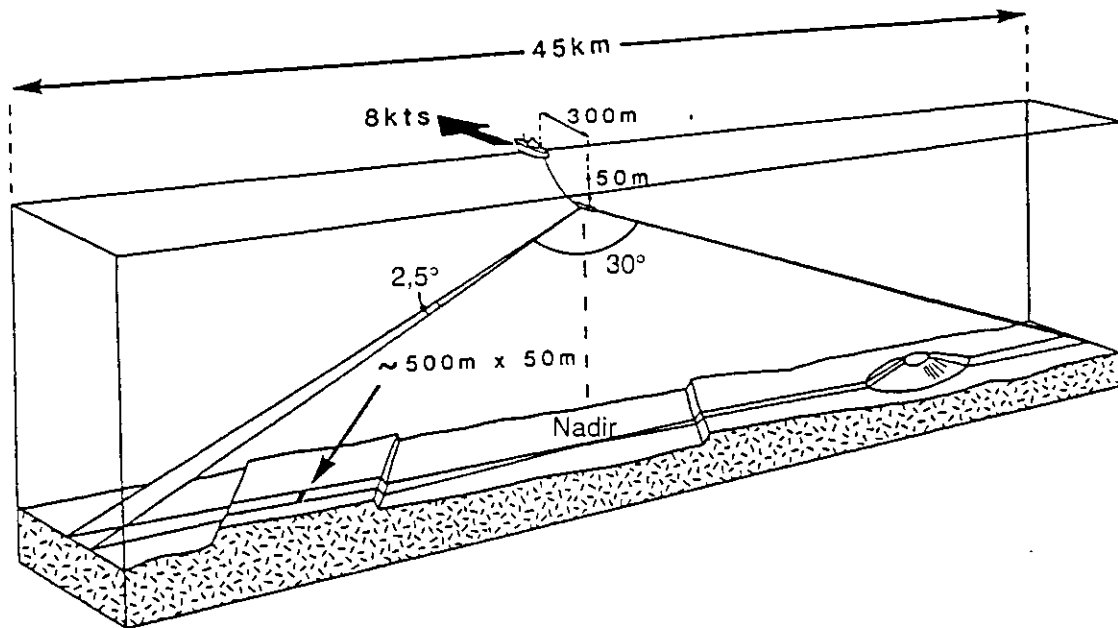


Abbildung 5: Die horizontale Strahlbreite des GLORIA-Systems beträgt 30° und die vertikale 2,5°. Daraus ergibt sich eine Aufzeichnungsbreite zwischen 7 und 30 km auf jeder Seite. GLORIA wird mit einer Geschwindigkeit von 6 bis 10 Knoten bei einer Kabellänge von 400 m ca. 50 unterhalb der Wasseroberfläche geschleppt (Kenyon et al., 1993).

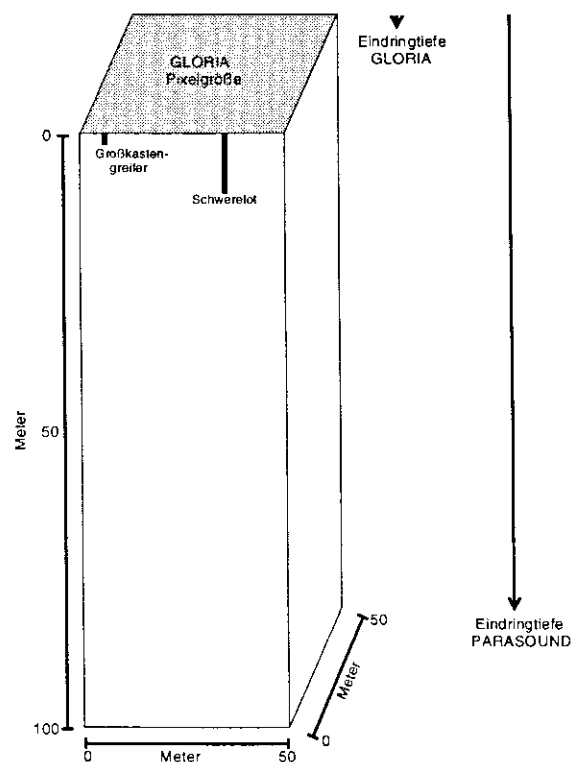


Abbildung 6: Dargestellt ist das Auflösungsvermögen und die Eindringtiefe der eingesetzten Geräte in Beziehung zur Pixelgröße. Die Auflösung der GLORIA-Daten beträgt erst nach der "water column-" und "slant range-" Korrektur 50 x 50 m.

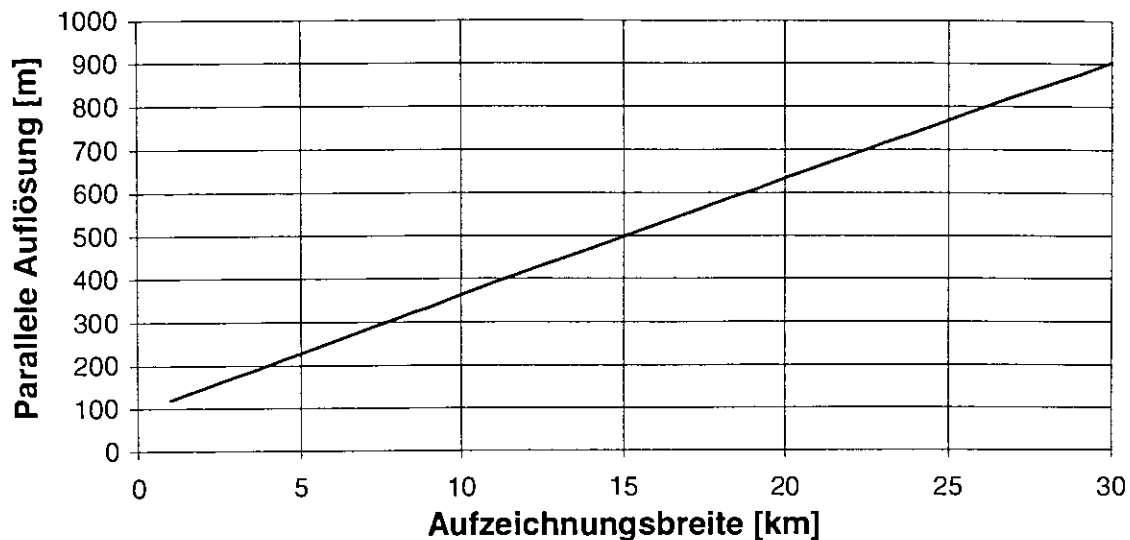


Abbildung 7: Die Abbildung zeigt eine Abnahme des Auflösungsvermögens mit zunehmender Aufzeichnungsbreite.

Die digitalen GLORIA-Daten werden auf Standard-9-Spur Magnetbändern mit 1600 bpi in Blöcken von 6 Stunden gespeichert. Diese Blöcke werden "passes" genannt. Sie beinhalten bei einer Pulswiederholungsrate von 30 Sekunden jeweils 720 "lines". Jede dieser "lines" besteht aus 1024 Byte, die die Informationen eines einzelnen Empfangssignals für die Steuerbord- und Backbordseite und die Daten des Datenkopfes "Headers", wie z. B. Datum, Uhrzeit usw. enthalten. Aus Platzgründen werden die 12-bit Daten vor dem Speichern auf 8-bit komprimiert. Hierbei findet kein Informationsverlust statt.

Die analogen Seitensicht-Sonar Daten werden an Bord auf einem Thermodrucker ausgegeben. Anhand dieser Daten, auf die nur eine "water column-" und "slant range-" Korrektur angewendet wurde, wurde ein erstes vorläufiges Bild für das Arbeitsgebiet erstellt.

Während der Ausfahrt mit dem estnischen Forschungsschiff RV Livonia (Mienert, et al., 1993) wurden insgesamt 9 sich überlappende Profile gefahren (Abbildung 8), davon hatten 6 Profile eine Länge von ca. 1000 km und 4 eine Länge von ca. 500 km. Die Gesamtprofillänge beläuft sich auf 7500 km. Die Aufzeichnungsbreite betrug jeweils max. 30 km. Dadurch konnte eine Fläche von 250.000 km² kartiert werden, die in eine polar-stereographische Karte im Maßstab 1:375.000 mündete.

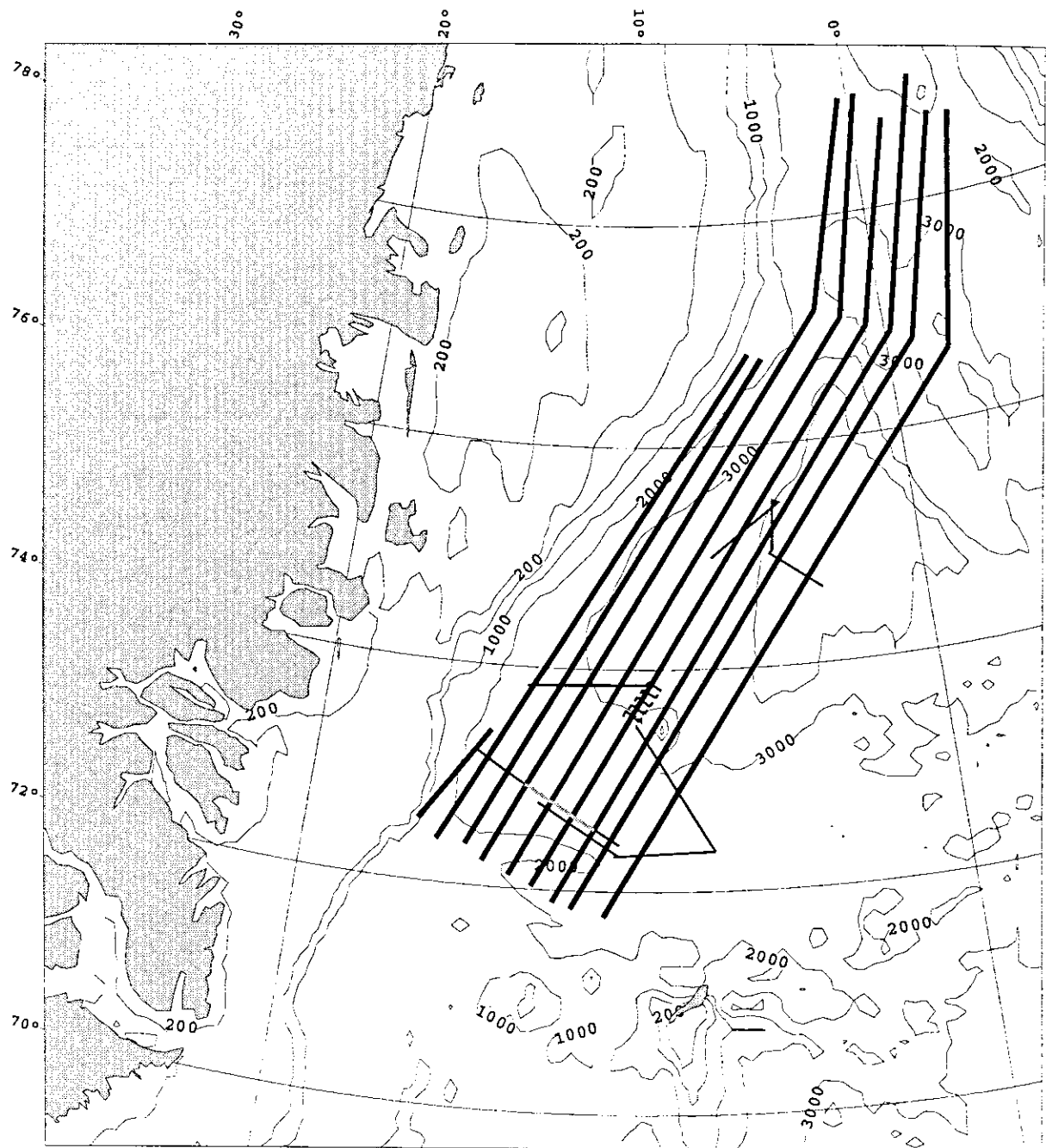


Abbildung 8: Lage der GLORIA-Profilen (fett) im Arbeitsgebiet. Bei den Querprofilen (dünn) handelt es sich um digitale Sedimentecholot-Profilen, die mit dem PARASOUND System auf den Fahrten M26-3 und ARK X-2 gewonnen wurden. Für das schattiert gezeichnete Profil wurde der seismische Gütefaktor Q bestimmt.

3.2. Bearbeitung digitaler GLORIA-Aufzeichnungen

Das Prozessing der digitalen GLORIA Daten wurde 1993 am IOSDL (Wormley, Surrey, UK) durchgeführt. Die Bearbeitung der GLORIA-Daten läßt sich in die Abschnitte des Vorprozessierens ("pre-processing"), des Zusammenfügens der einzelnen Profile zu einer Karte und der Datenaufbereitung für die geologische Interpretation aufteilen. Die Daten wurden mit den Programmen MIPS (Mini Image Processing System) und WHIPS (Woods Hole Image Processing System) bearbeitet. Das Vorprozessieren beinhaltet erstens die Lagekorrektur des einzelnen Pixels ("water column-", "slant range-" und Schiffsgeschwindigkeitskorrektur) und zweitens eine Veränderung des Pixelwerts, der ein Maß für die Intensität der Rückstreuung ist ("shading", "speckle noise", "line dropouts" und Multiplenkorrektur). Das Vorprozessieren und das Zusammenfügen der einzelnen Profillinien ist für jedes Image-System (GLORIA, SeaMarc II) unterschiedlich. Die Datenaufbereitung umfaßt folgende Verfahren (Histogrammanalyse, Hochpaßfilterung, "contrast stretching", Farbkodierung und Kombination der GLORIA Daten mit bathymetrischen Daten). Die Reihenfolge der verschiedenen Korrekturen läßt sich aus Abbildung 4 entnehmen.

Vorprozessieren

Das Vorprozessieren umfaßt mehrere Schritte, wobei der erste darin besteht, die GLORIA und Navigationsdaten zu verbinden. Die Navigationsdaten enthalten Informationen über die geographische Länge und Breite sowie über die Wassertiefe und Zeit. Diese Daten werden unter anderem für die "water column"- und "slant range" Korrektur benötigt (Abbildung 9).

Das GLORIA-System startet direkt nach dem Aussenden des akustischen Impulses die Aufzeichnung der Daten, obwohl das Signal noch auf dem Weg zum Meeresboden ist. Deshalb beinhalten die Pixel zu beiden Seiten des Nadir (Abbildung 5) vernachlässigbare Daten. Die Ausblendung dieser Daten erfolgt über einen Korrekturfaktor (Korrekturfaktor = Wassertiefe /Wasserschallgeschwindigkeit). Als nächste Korrektur

folgt die "slant range"- Korrektur. Um die horizontale Entfernung (D) zu bestimmen, muß die Entfernung (d) mittels Trigonometrie umgerechnet werden (Abbildung 9) :

$$d = D \cdot \cos \Theta \quad (3.2)$$

mit:

D = "ground range"

d = "slant range"

Θ = Depressionswinkel

Diese Berechnung gilt nur unter der Annahme, daß die Bathymetrie des Meeresbodens entlang des Profils eben ist. In den Tiefseebecken kann diese Annahme berechtigt sein, schwierig wird es in Gebieten wie z. B. den Mittelozeanischen Rücken mit stark wechselnder Topographie. Hier werden hangaufwärts liegende Objekte des Meeresbodens in Bezug zum Nadir weiter vom Schiffskurs entfernt und hangabwärts liegende Objekte entsprechend näher dargestellt. Dieser Fehler wird durch die sogenannte "layover correction" (Reed & Hussong, 1989; Cervenka et al., 1994) (Abbildung 10) behoben. Die für diese Korrektur benötigten Informationen sind: die Wassertiefe über dem Objekt und die Neigung des Meeresbodens. Die Neigung des Meeresboden läßt sich aus bathymetrischen Daten berechnen (ETOPO 5 Datensatz) (Abbildung 11). Diese Daten wurden zur Untermauerung der Interpretation der GLORIA-Daten benutzt. Da die Möglichkeit besteht, daß zwei GLORIA-Pixel den gleichen DN-Werte besitzen können, obwohl sie von lithologisch und topographisch unterschiedlichen geologischen Merkmalen am Meeresboden stammen.

Die "water column-" und "slant range-" Korrekturen werden in einem Schritt durchgeführt, wobei eine horizontale Pixelgröße von 50 m generiert wird. Da die parallel zur Fahrtrichtung vorgegebene Pixelgröße 125 m beträgt, ergibt sich ein Verhältnis von paralleler zu horizontaler Auflösung von 2.5. Um diese Verzerrung zu beheben, wird eine räumliche Verdichtung ("resampling") durchgeführt. Danach beträgt die räumliche Auflösung der GLORIA Daten in horizontaler und paralleler Richtung jeweils 50 m. Nach Anbringung der Korrektur entsprechen die Objekte in den GLORIA-Aufzeichnungen ihrer wahren Form. Bei einer Änderung der Schiffsgeschwindigkeit von

7 auf 10 kn ändert sich auch die parallele Auflösung der Daten von 125 auf 140 m ("Ziehharmonika Effekt"). Deswegen wird alle 30 Minuten aus den Navigationsdaten die tatsächlich zurückgelegte Distanz berechnet (Chavez, 1986; Johnson, 1990; Searle, et al., 1990; Miller, et al., 1991).

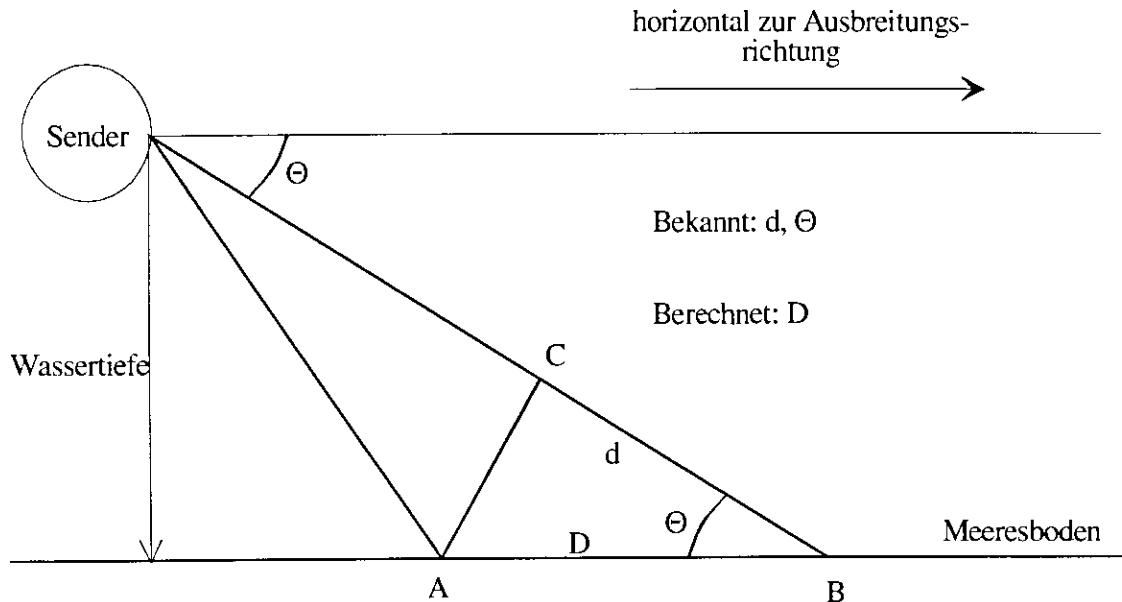


Abbildung 9: Schematische Darstellung der "slant range" Korrektur. Hierbei ist $D=AB$ die horizontale Entfernung, $d=BC$ die schräge Entfernung und Θ der Depressionswinkel (Blondel, & Parson, 1994).

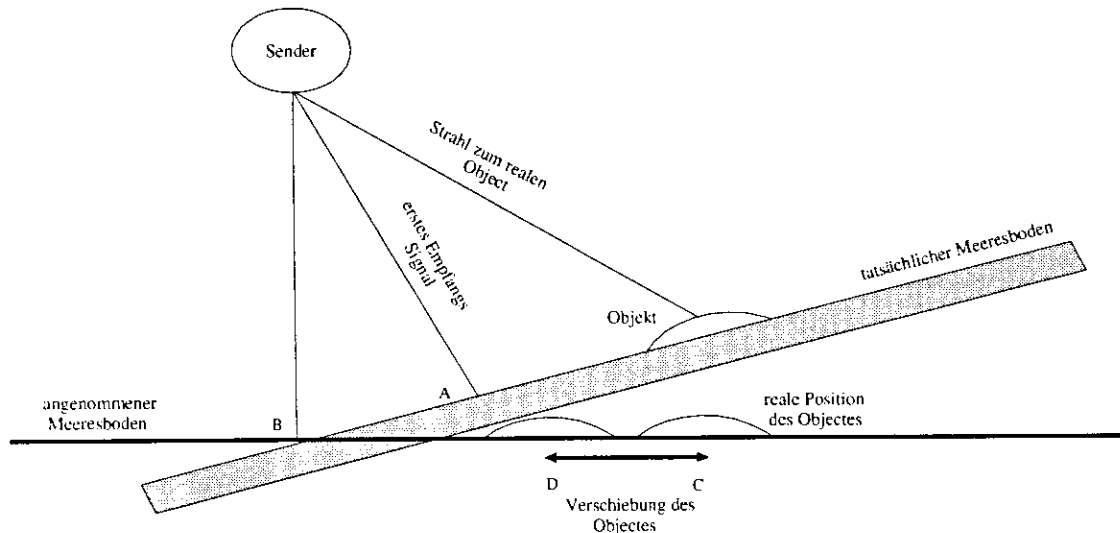


Abbildung 10: Die Abbildung zeigt den Fehler, der durch die Neigung des Meeresbodens bei der Plazierung der realen Objekte eintritt (in diesem Fall für ein hangaufwärts liegendes Objekt). Das erste Empfangssignal stammt vom Punkt A und startet die Sonar Aufzeichnung zu früh und bewirkt somit eine Verschiebung der Basislinie von Punkt A zu Punkt B. Wenn das Signal vom Meeresboden den Sender erreicht, ist es durch das Zeitsignal verschoben und zwar von Punkt C nach Punkt D (Johnson & Helferry, 1990).

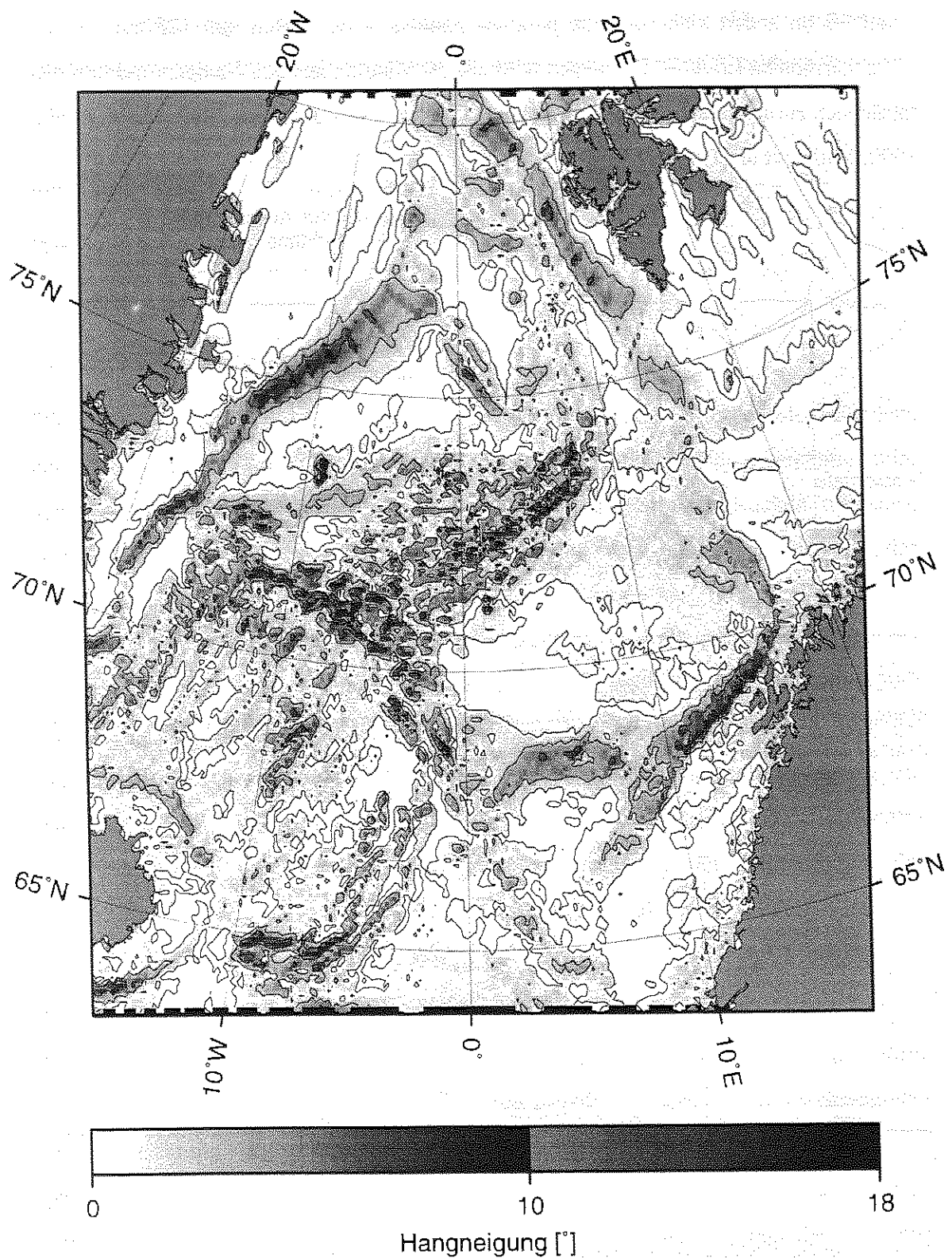


Abbildung 11: Die Karte zeigt die aus dem ETOPO 5 Datensatz berechneten Hangneigungen im Nordatlantik (Michels, 1995).

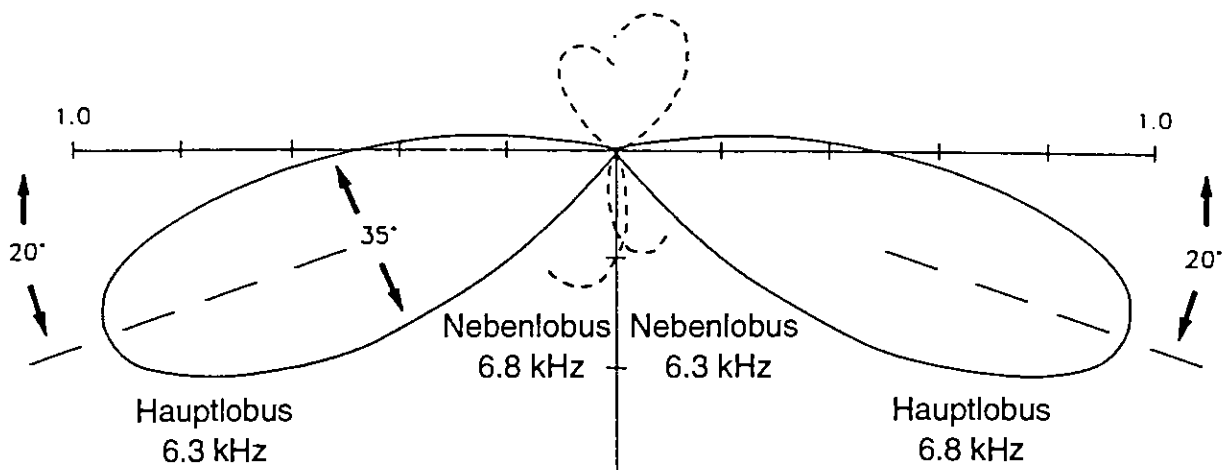


Abbildung 12: Schematische Darstellung der vertikalen Abstrahlcharakteristik des GLORIA-Systems. Die Arbeitsfrequenz des Hauptlobus auf der Backbordseite beträgt 6.3 kHz, die auf der Steuerbordseite 6,8 kHz. Bei den ersten Seitenloben ist es genau umgekehrt. Dieser Aufbau hat den Effekt, daß das Empfangssignal im Bereich des mittleren "range" sehr stark ist und es nahe des Nadirs gegen Null geht (Kenyon et al., 1993).

Aus der Distanz und der Pixelgröße, läßt sich nun die Anzahl der Pixel berechnen, die für ein 30 Minuten Teilstück benötigt werden. Bei einer Distanz von 7500 m und einer Pixelgröße von 125 m werden 60 Pixel benötigt.

Das Abstrahlmuster des GLORIA-Systems besteht jeweils aus einem Haupt- und Nebenlobus für die Steuer- und Backbordseite (Abbildung 12). Aus der vorgegebenen Abstrahlcharakteristik ergibt sich ein starkes Empfangssignal im mittleren Bereich der Aufzeichnungsbreite und ein bis fast auf Null gehendes Signal in der Nähe des Nadirs und am äußersten Rand (Abbildung 12).

Um die Rückstreuung qualitativ vergleichen zu können, wird eine sogenannte "shading" Korrektur durchgeführt. Diese ermöglicht es, Gebiete mit einer hohen bzw. niedrigen Rückstreuungsintensität zu vergleichen. Ohne diese Korrektur ist die Rückstreuungsintensität eine Funktion der Entfernung vom Nadir ("range") und sie wird durch die Abstrahlcharakteristik des GLORIA-Systems verursacht. Drei verschiedene Hauptverfahren existieren für die "shading"-Korrektur (Chavez, 1986; Searle et al., 1990). Generell wird bei der Korrektur jeder Punkt des Bildes durch den entsprechenden Punkt des "Standard Profils" dividiert, was bedeutet, daß beide Punkte die gleiche Entfernung vom Nadir besitzen. Die Korrekturen unterscheiden sich nur durch die Art der "Standard Profil"-Bestimmung:

(1) Beispielsweise kann man das geglättete Mittel (bzgl. des DN-Wertes) über ein Teilstück eines ebenen Meeresbodens (wie z. B. eine Tiefseebene) bestimmen. Durch die Division wird der Fehler, der durch die Abstrahlcharakteristik entsteht, beseitigt (Searle, et al., 1990). Dadurch werden Informationen sichtbar, die vorher nicht erkennbar waren. Dieses "Standard Profil" beinhaltet den Effekt der möglichen Rückstreuungvariation als eine Funktion der Entfernung vom Nadir und dem Einfallswinkel. Die Variation der Rückstreuung hängt von den sedimentphysikalischen Eigenschaften des Meeresbodens ab. Daher werden für unterschiedliche Gebiete unterschiedliche "Standard Profile" benötigt. Da das "Standard Profil" Informationen über die sedimentphysikalischen Eigenschaften des Meeresbodens enthält, gehen diese Informationen bei der Korrektur verloren.

(2) Zweitens kann ein "Standard Profil" aus einem gemittelten sechs Stunden Teilstück ("Pass") bestimmt werden. Diese Art der Korrektur ist auch in Gebieten mit ebenem Relief anwendbar und erlaubt eine automatische Korrektur, die die Variation der mittleren Rückstreuung zwischen 2 unterschiedlichen Gebieten berücksichtigt (Searle, et al., 1990). In Gebieten mit einer sehr rauen Topographie variiert der Maximal "range". Wird nun für die Bestimmung des "Standard Profils" die Mittelung entlang des 6 Stunden Teilstückes durchgeführt können die Bereiche am äußersten Rand des "range" reale und nicht reale Daten enthalten. Die Folge davon ist eine Verfälschung des Bildes, denn es wird nicht die wahre Rückstreuungsintensität wiedergegeben.

(3) Bei der dritten Methode wird das "Standard Profil" nicht vom Mittel des gesamten "Pass" berechnet, sondern nur von den am häufigsten auftretenden Pixeln (Searle, et al., 1990). Diese Möglichkeit zur Bestimmung des "Standard Profils" hat den Vorteil, daß Fehler die durch die Abstrahlcharakteristik entstehen, am stärksten unterdrückt werden und somit ein Maximum an Informationen sichtbar gemacht wird. Diese Methode wurde bei den in dieser Arbeit verwendeten Daten angewandt.

Um punktuell auftretendes Rauschen ("speckle noise") zu unterdrücken, wurden die Daten gefiltert. Dazu wird eine räumliche Hoch- und Tiefpassfilterung durchgeführt. Die mathematische Beschreibung für die beiden Filterprozesse lautet (Kenyon et al., 1993):

$$P_{neu} = TP_{9 \times 71} + P_{alt} - HP_{1 \times 71} \quad (3.3)$$

mit:

P_{neu} = neuer Pixelwert

P_{alt} = alter Pixelwert

$TP_{9 \times 71}$ = Tiefpassfilter

$HP_{1 \times 71}$ = Hochpaßfilter

$i \times j$ = Größe des 2D-Filters

In den Rohdaten traten bis zu 5 Multiplen auf. Die häufigste und am besten zu erkennende Multiple ist die des ersten Empfangssignals ("first bottom return"). Die Multiplen werden mit Hilfe eines speziellen Filters korrigiert (Le Bas, 1994).

Profildarstellungen in einer polarstereographischen Karte

In diesem Abschnitt der Bearbeitung der GLORIA-Daten werden die geographischen Kartengrenzen festgelegt und die einzelnen Teilstücke zu einer polarstereographischen Karte zusammengefügt.

Datenaufbereitung für die Repräsentation und Extraktion von Informationen

Um die geologische Interpretation der geophysikalischen Daten verbessern zu können, wurden unter anderem folgende Verfahren (Histogrammanalyse, Hochpaßfilterung, "contrast stretching" Farbkodierung und Kombination der GLORIA Daten mit bathymetrischen Daten) angewendet.

(1) Die Histogrammanalyse (Johnson, 1990; Pratt, 1978) zeigt wie häufig bestimmte DN-Werte im Bild vertreten sind. Zusätzlich erhält man folgende statistische Informationen: Mittelwert, Median-Wert, Wertebereich, Standardabweichung, Hauptwert, Schiefe über die DN-Werte. Aus diesen Werten läßt sich unter anderem bestimmen, ob ein Bild über einen niedrigen oder hohen Kontrastwert verfügt. Bei

niedrigem Kontrast gruppieren sich die DN-Werte sehr nah um den Median-Wert. Anhand der Histogrammanalyse ist es möglich, qualitative Aussagen über den Kontrast oder den Dynamikbereich des Bildes zu machen.

(2) Um lineare Objekte wie z. B. Kanäle oder submarine Höhenrücken besser sichtbar zu machen, wurde auf einigen Teilstücken des Arbeitsgebietes ("Vesteris Banken", Grönland-, Hovgaard-Rücken) eine räumliche Hochpaßfilterung angewandt. Der Kern des Filters hat eine Größe von $n \times m$ Pixeln. Die Werte von m und n hängen von der Größe der Merkmale in den Teilstücken ab. Generell gilt, je kleiner der Kern desto kleiner die Details bei denen die Auflösung verbessert werden kann.

(3) Einer der wichtigsten Bearbeitungsschritte besteht in der Kontrasterhöhung ("contrast stretching"). GLORIA-Daten haben normalerweise einen Grauwertebereich (DN-Wert) zwischen 0 und 150, wobei das Mittel häufig bei 60 liegt. Durch die Kontrasterhöhung wird dieser Bereich auf Werte zwischen 0 und 255 angehoben. Dies ist der maximale Bereich für 8-bit Images ($2^8 = 256$). Die mathematische Beschreibung lautet (Johnson, 1990):

$$P_{neu} = K * P_{alt} \quad (3.4)$$

mit:

P_{neu} = neuer Pixelwert (Wertebereich zwischen 0-255)

P_{alt} = alter Pixelwert (Wertebereich zwischen 0-150)

K = Konstante

Eine lineare Erhöhung läßt sich wie folgt beschreiben (Pratt, 1978; Reed, 1987):

$$P_{neu} = \left[\frac{(P_{alt} - P_{min})}{(P_{max} - P_{min})} \right] * 255 \quad (3.5)$$

mit :

P_{\min} = minimaler alter Pixelwert

P_{\max} = maximaler alter Pixelwert

Nach Anwendung dieser Methode enthält das Bild zwar nicht mehr Informationen als vorher, aber die vorhandenen Informationen können besser erkannt werden.

(4) Ähnlich wie bei der Kontrasterhöhung kann jedem Pixelwert eine bestimmte Farbe zugewiesen werden. Das menschliche Auge kann Farbunterschiede besser voneinander trennen als unterschiedliche Grauwerte. Es gibt verschiedene Methoden zur Einfärbung des Bildes. Bei den verwendeten Daten wurde eine Kombination von drei kontinuierlichen Farbskalen gewählt (Tabelle 1), da sich bei dieser Farbkombination die meisten Informationen heraus kristallisierten.

(5) Um darüber hinaus die Interpretierbarkeit der GLORIA-Daten zu verbessern, wurden sie mit bathymetrischen Daten verknüpft, da die Rückstreuung und somit der DN-Wert unter anderem von der Neigung (Topographie) des Meeresbodens abhängig sind. Dies kann dazu führen, daß unterschiedliche geologische Merkmale am Meeresboden den gleichen DN-Wert besitzen. Daher werden zusätzliche Informationen benötigt, um diese zu unterscheiden. So ist es schwierig zu entscheiden, ob es sich um eine Erhöhung oder Vertiefung handelt, was sich in diesem Fall durch die Zusatzinformation aus den bathymetrischen Daten ermitteln läßt (Abbildung 13). Um die GLORIA- und bathymetrischen-Daten zu verknüpfen mußten die bathymetrischen Daten dem Gitterpunktabstand der GLORIA-Daten (50 m) angepaßt werden. Da der Wertebereich der bathymetrischen Daten zu groß ist und sich deshalb nicht mit 8-bit Daten (0-255) darstellen läßt, wurden die Daten komprimiert. Der ETOPO5-Datensatz enthält für das Arbeitsgebiet Tiefenwerte zwischen 100 und 4500 m. Nach der Komprimierung entsprachen 0-255 jetzt 100-4000 m.

Pixelwert (oder DN-Wert)		Farbe	
von	bis	von	bis
0	27	Schwarz	Dunkelblau
28	114	Dunkelblau	Dunkelrot
114	255	Dunkelrot	Weiß

Tabelle 1: Die Tabelle zeigt die benutzten Werte für die Farbcodierung der Weitwinkel-Seitensicht-Sonar Daten.

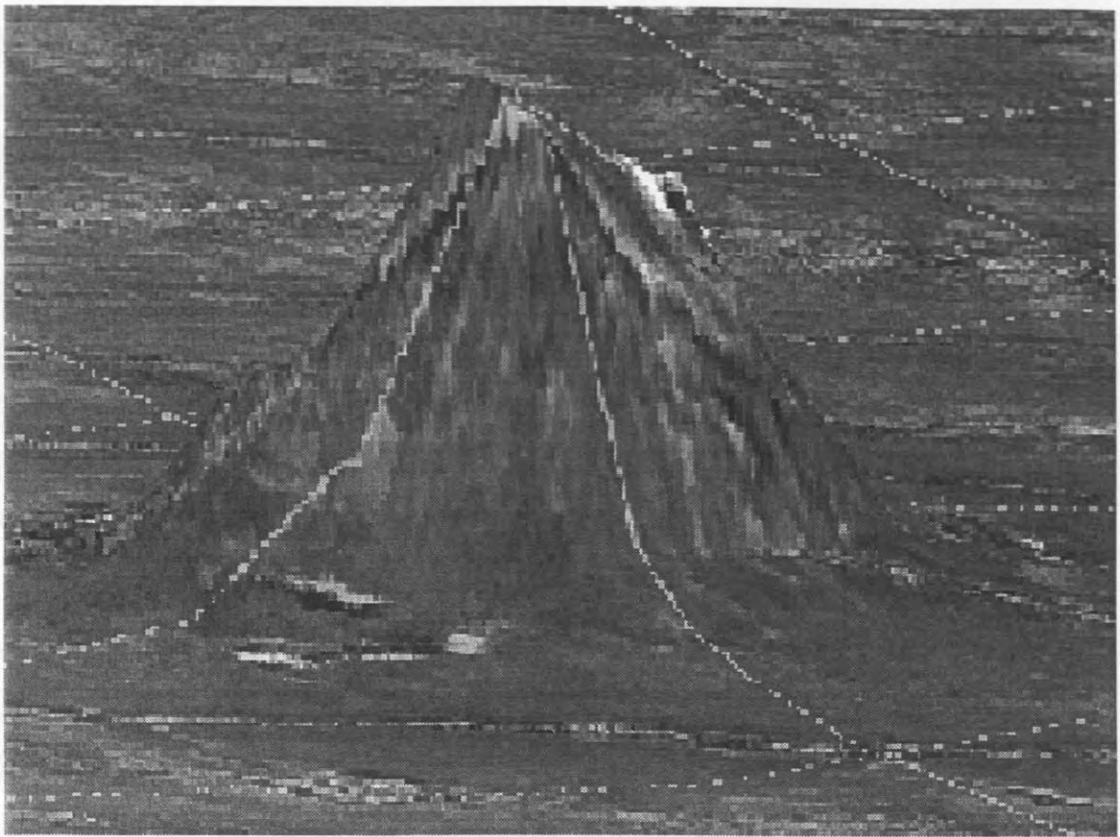


Abbildung 13: Die Grafik zeigt am Beispiel von "Vesteris Banken" die Kombination von bathymetrischen- und GLORIA-Daten

Abschätzung der ersten Schichtmächtigkeit aus dem Interferenzmuster

In GLORIA Aufzeichnungen können Interferenzmuster auftreten, die durch multiple Wellenpfade in der obersten Sedimentschicht entstehen. Tiefseesedimente weisen häufig eine Geschwindigkeit auf, die um wenige Prozent geringer (ca. 2 %) als die Wasserschallgeschwindigkeit (Sediment=1487 m/s und Wasser= 1517 m/s) ist (Hamilton, 1987). Die für die Interferenzmuster im einfachsten Fall, d. h. ebener Meeresboden und söhlige Lagerung, verantwortliche Geometrie könnte folgendermaßen aussehen (Abbildung 14):

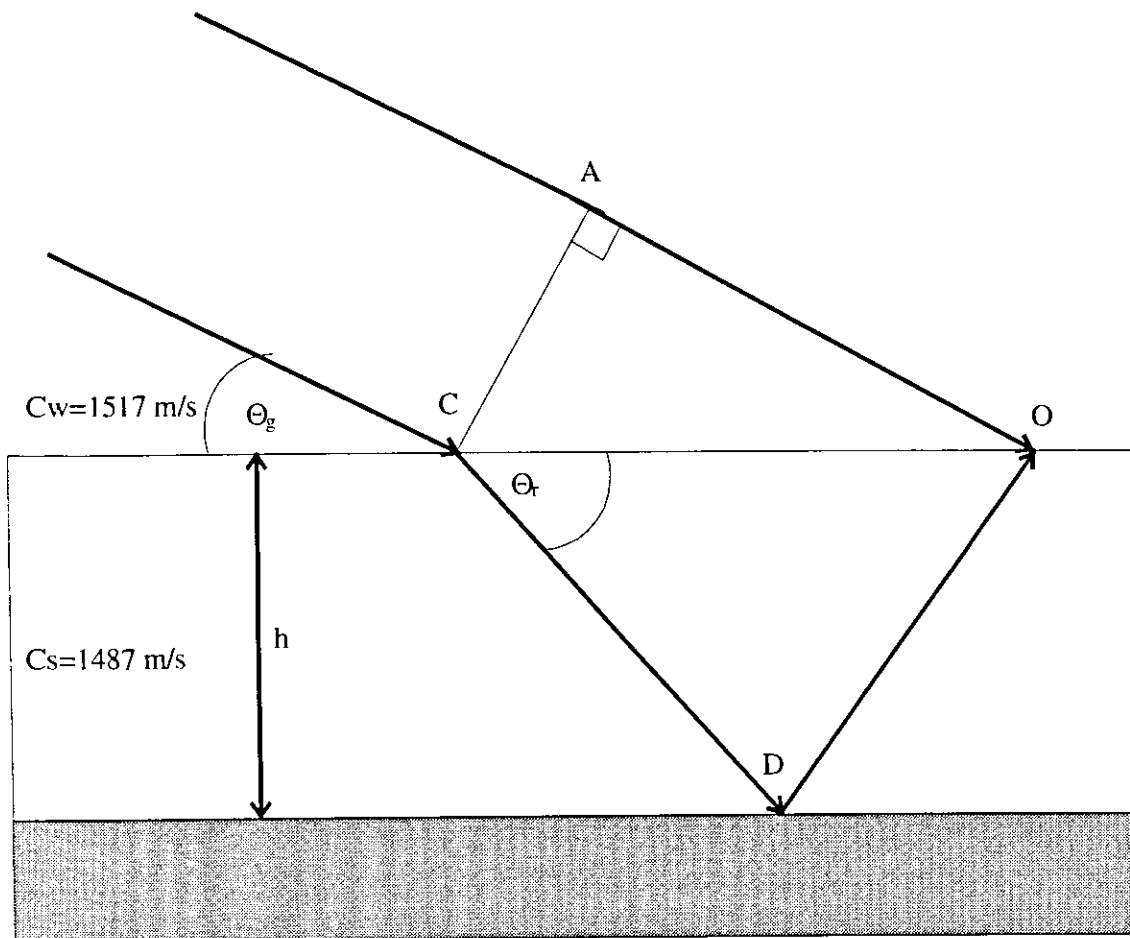


Abbildung 14: Meeresboden mit Interferenzmuster aufgrund des Strahlenganges.

Die Phasendifferenz zwischen den beiden Strahlen ist gleich (Huggett et al., 1992):

$$\Delta\Phi = \frac{2\pi}{\tau} (t(CDO)) - (t(AO)) \quad (3.6)$$

mit:

$$t(CDO) = \frac{2h}{C_s \sin \Theta_r} \quad (3.7)$$

$$t(CDO) = \frac{2h \cos \Theta_g}{C_w \sin \Theta_r} \quad (3.8)$$

daraus folgt

$$\Delta\Phi = \frac{4h\pi}{C_w \tau} \left(\frac{1}{\sin \Theta_r} - \frac{\cos \Theta_g}{\tan \Theta_r} \right) \quad (3.9)$$

mit:

τ = Periode Θ_r = Emergenzwinkel Θ_g = Einfallswinkel

h = Schichtmächtigkeit t = Zeit

Der Einfallswinkel ist von der Geschwindigkeitsstruktur in der Wassersäule abhängig. Näherungsweise läßt sich der Einfallswinkel folgendermaßen berechnen (Hugget, et al., 1992):

$$\Theta_g = aR^3 + bR^2 + cR + d \quad (3.10)$$

mit:

$$a = -2.3 \times 10^{-11} \quad b = 9.8 \times 10^{-7}$$

$$c = -1.5 \times 10^{-2} \quad d = 89.4 \quad R = \text{Aufzeichnungsbreite ("range")} [\text{m}]$$

Die Gleichung (3.10) wurde empirisch bestimmt. Für eine nichtsöhlige Lagerung und einen geneigten Meeresboden können Terme in (3.9) zugefügt werden. Anhand der obigen Gleichungen (3.6)-(3.10) lassen sich die Phasendifferenzen als Funktion der Aufzeichnungsbreite darstellen (Abbildung 15). Wenn die Anzahl der Interferenzstreifen für einen bestimmten Aufzeichnungsbereich erkennbar ist, kann man daraus die Mächtigkeit der ersten Schicht abschätzen. Wenn bei söhliger Lagerung in der Aufzeichnungsbreite zwischen 10000 und 20000 m zwei Interferenzstreifen liegen, beträgt die ungefähre Schichtmächtigkeit der ersten Schicht ca. 1 m. Die Mächtigkeit der ersten Schicht wurde exemplarisch für das Boreas-Becken bestimmt (Kapitel 4.3).

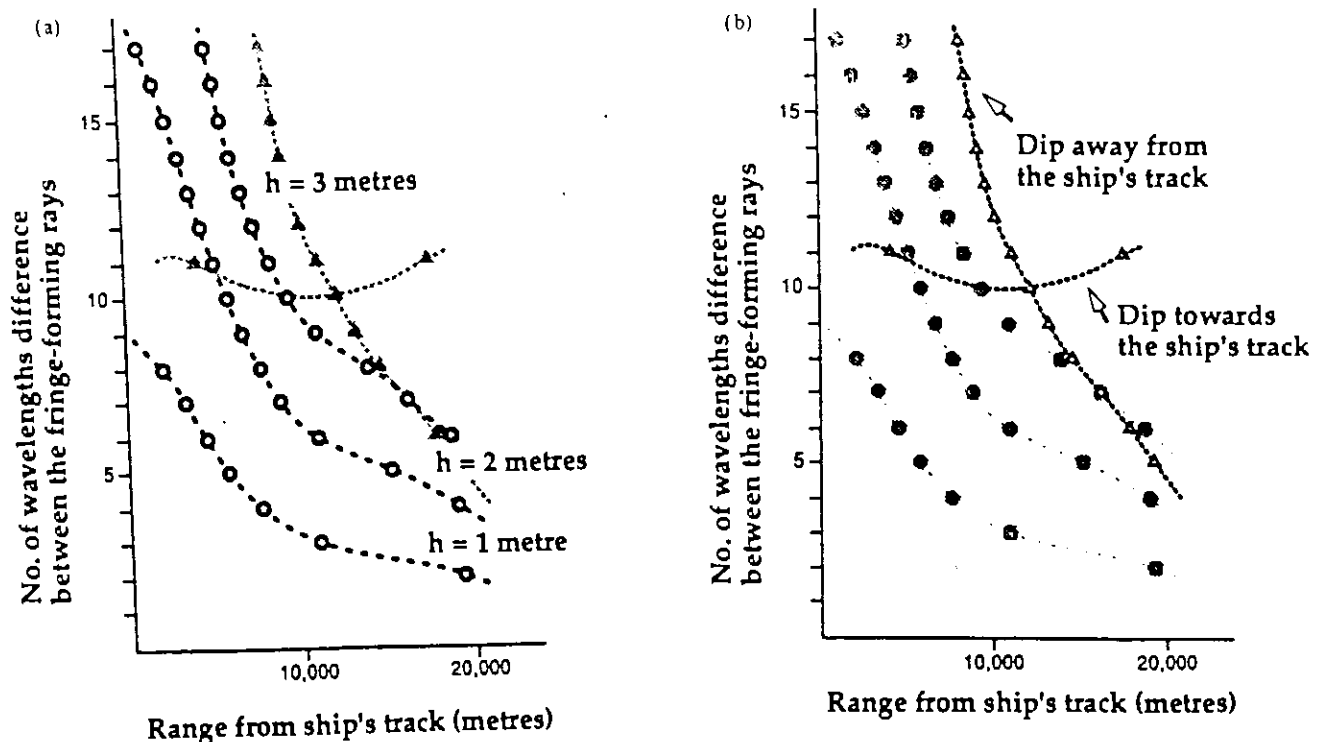


Abbildung 15: Dargestellt ist die Phasendifferenz der beiden Strahlen aus Abbildung 14 als Funktion der Aufzeichnungsbreite (nach Huggett, et al., 1992). Grafik a gilt bei söhliger Lagerung und Grafik b für Sedimentlagen die parallel oder quer zur Profilinie geneigt sind (Abbildung 49).

3.3. PARASOUND: Sedimentecholot-Daten

Die in dieser Arbeit verwendeten Daten stammen von den Ausfahrten Meteor 26-3 (Suess, et al., 1994) und Polarstern ARK X/2 (Hubberten, 1995) (Abbildung 8) an denen Wissenschaftler des Sonderforschungsbereichs 313 der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel beteiligt waren.

Beim PARASOUND-Sedimentecholot wird der sogenannte parametrische Effekt genutzt. Hierbei werden zwei eng gebündelte Wellen mit ähnlichen Frequenzen ausgesendet. Die erste Frequenz liegt konstant bei 18 kHz, die zweite kann in dem Bereich zwischen 20,5 und 23,5 kHz verändert werden. Das führt in größerer Entfernung von der Schallquelle zur Ausbildung eines niederfrequenten Signalanteils. Dieser besteht

aus der Differenzfrequenz der beiden ausgestrahlten Wellen und kann zwischen 2,5 und 5,5 kHz variiert werden. Die enggebündelte Welle kann genauso tief in das Sediment eindringen wie eine herkömmliche 3,5 kHz Welle. Die enge Bündelung verbessert aber die laterale und auch die vertikale Auflösung und unterdrückt hyperbolische Echoformen (Spieß & Breitzke, 1992). Der Öffnungswinkel des PARASOUND Systems beträgt 4° und der Durchmesser der Echofläche, mit welcher der Meeresboden beschallt wird, beträgt 7% der Wassertiefe. Die horizontale Auflösung beträgt bei einer Wassertiefe von 3000 m und einer Geschwindigkeit von 10 kn ca. 20 m und bei dem GLORIA-System ca. 45×125 m. Durch die enge Strahlen-Bündelung beim PARASOUND wird bei Hangneigungen, die größer als 2° sind keine Energie mehr direkt vom Meeresboden zum Schiff reflektiert. Auch können bei der engen Bündelung der Strahlen die Bewegungen des Schiffes nicht mehr vernachlässigt werden. Um das Problem zu minimieren, wird der Sender in mehrere unabhängige Einzelemente unterteilt, die getrennt angesteuert und getriggert werden können. Die Signale können entsprechend der Lage verzögert und auf eine horizontale Bezugsfläche bezogen werden, so daß trotz Schiffsneigung eine horizontale Wellenfront erzeugt wird. Eine weitere Unsicherheit tritt durch die Hubbewegung des Schiffes auf und wird durch einen Hubkompensator "HECO" beseitigt.

Das PARASOUND-System erlaubt digitale und analoge Datenspeicherung. Die digitalen Daten können mit dem Programm PARADIGMA auf der Festplatte des Steuerrechners zwischengelagert oder direkt auf $\frac{1}{2}$ Zoll Magnetbändern abgespeichert werden (Spieß, 1992).

PARASOUND wurde mit einer Frequenz von 4 kHz und einer Pulslänge von 4 ms betrieben. Die Abtastrate betrug 40 kHz bei einer Aufzeichnungslänge von 133 ms. Diese Einstellungen haben sich als optimaler Kompromiß hinsichtlich der Eindringtiefe und der Auflösung erwiesen. Die Eindringtiefe kann in Tiefseesedimenten bis über 100 m betragen, die Auflösung zwischen einzelnen Reflektorenabfolgen liegt im dm-Bereich.

3.4. Bearbeitung digitaler PARASOUND-Aufzeichnungen

Die digitalen PARASOUND-Daten wurden durch das Programm PARADIGMA im veränderten SEG Y (Society of *E*xploration *G*eophysicists) Format (Barry et al., 1974) auf Magnetband abgespeichert. Das SEG Y-Format stellt das Standardformat für seismische Daten dar (Barry et al., 1974). Der erste Bearbeitungsschritt besteht in der Konvertierung der Daten vom PARADIGMA-Format in das Standard SEG Y-Format. Danach können die Daten mit dem Programmpaket GEOSYS (GECO-PRAKLA) bearbeitet werden. Das Programm wird mit Hilfe von sogenannten JOB-Dateien gesteuert. In diese Dateien werden alle Eingabe- und Ausgaberoutinen, die benötigten Arbeitsschritte, und deren Parameter (z. B. Filterfrequenzen) eingegeben.

Bei der Datenkonvertierung wird gleichzeitig das Abtastintervall auf 4 ms geändert. Das PARASOUND Sedimentecholot selbst arbeitet mit einer Abtastfrequenz von 40 kHz daraus folgt ein Abtastintervall von 0.025 ms. Das Programmpaket GEOSYS kann aber nur Daten, deren Abtastintervall zwischen 0,125 und 32 ms liegt bearbeiten. Daher wird dem Programm über einen Eingabe-Parameter ein Abtastintervall von 4 ms mitgeteilt. Bei den in dieser Arbeit dargestellten Seismogrammen müssen die Werte der Zeitachse also mit 6,25 multipliziert werden um die wahre Zeit in ms zu erhalten. Ebenso werden diese Faktoren bei aus den Zeitreihen abgeleiteten Größen, wie Spektren berücksichtigt.

Um das Verhältnis von Nutz- zu Störsignal zu verbessern, besteht der erste Bearbeitungsschritt in der Filterung der digitalen Daten, d. h. der Unterdrückung der Frequenzen oberhalb und unterhalb des Nutzfrequenzbandes. Als Nutzsignal bezeichnet man alle Primärreflexionen, die durch einmalige Reflexion des ausgesendeten Signals an einer Schichtgrenze entstehen. Unter einem Störsignal versteht man Signale, die keine Informationen über den Untergrund liefern oder diesen sogar unkenntlich machen. Störsignale können z. B. durch die Schiffselektronik verursacht werden. Der hier

verwendete Filter wird durch zwei Eckfrequenzen und zwei Flankensteilheiten beschrieben (Abbildung 16).

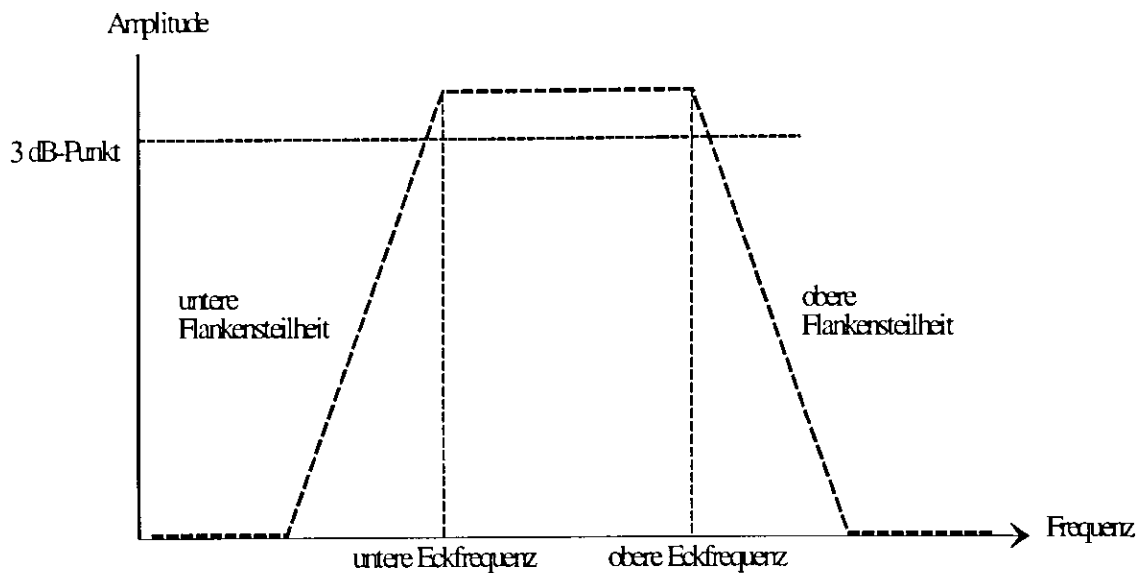


Abbildung 16: Dargestellt ist der Aufbau des verwendeten Bandpaßfilters. Die Eingabeparameter sind die obere und untere Flankensteilheit sowie die obere und untere Eckfrequenz.

Der Frequenzfilter weist Amplitudenspektren mit cosinusförmigen Flanken auf. Bei der Phasencharakteristik kann man zwischen den Einstellungen Nullphase- und Minimum-Delay wählen (Ristow, 1973). Der Begriff Nullphase bedeutet, daß alle Spektralanteile eines Wellenzuges in Phase sind und das Maximum im Nullzeitpunkt liegt. Daher ist das Phasenspektrum für alle Frequenzen gleich Null. Minimum-Delay (minimale Verzögerung) bedeutet, daß sich das Ausgangssignal allein aus dem Amplitudenspektrum bestimmen läßt. Für die oben genannten Parameter wurden die folgenden Einstellungen, gewählt da sie die besten Ergebnisse lieferten:

untere Flankensteilheit:	1
obere Flankensteilheit :	1
untere Eckfrequenz :	3840 kHz
obere Eckfrequenz:	4160 kHz
Phasencharakteristik:	Nullphase

Die Parameter wurden durch Berechnung des Amplitudenspektrums (Abbildung 17) der seismischen Spuren ermittelt.

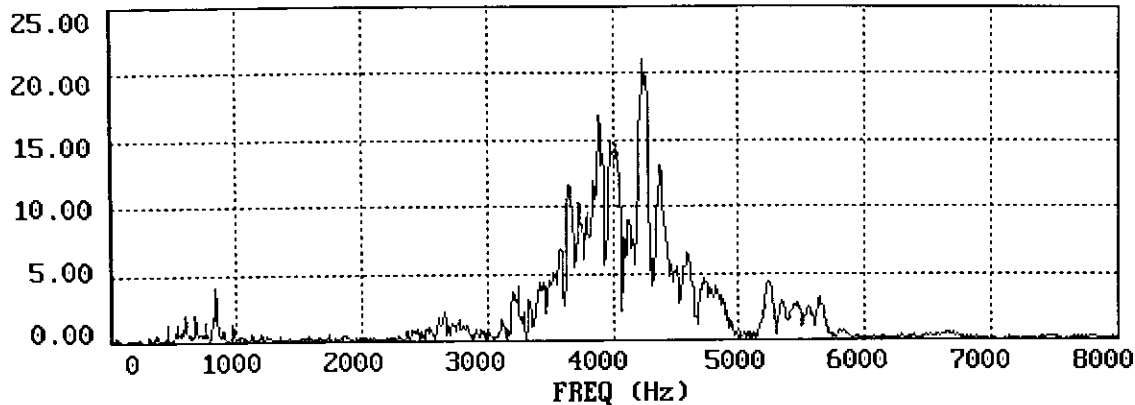


Abbildung 17: Amplitudenspektrum einer Rohdaten Spur aus dem Profil 569.

Der Untergrund kann bei der Datenaufnahme als Filter angesehen werden. Das Empfangssignal ergibt sich durch Konvolution (Faltung) des Sendesignals mit dem Filteroperator des Untergrundes. Das bedeutet, daß durch Prozesse wie z. B. Absorption das Ausgangssignal verformt werden kann. Um die Reflexionen im Seismogramm besser sichtbar zu machen, wird versucht, das seismische "Wavelet" in einen engen Puls ("Spike") umzuwandeln. Dies geschieht durch den Prozeß der Dekonvolution (z. B. Meissner, & Stegena, 1977; Yilmaz, 1987), die Signallänge wird hierbei um 50-80% verkleinert. Ziel ist die Verbesserung der zeitlichen Auflösung der einzelnen Horizonte.

Aus den PARASOUND-Daten kann der seismische Gütefaktor Q bestimmt werden. Dieser gibt Aufschluß über die inelastischen Eigenschaften der Sedimente. Zusätzlich läßt er Rückschlüsse auf den Geschwindigkeits-Tiefenverlauf zu. Daher ist es möglich, Informationen über den Geschwindigkeitsverlauf in den Sedimenten unterhalb der durch Kernentnahme zugänglichen Tiefe zu erhalten. Die Spektrendivisionsmethode (Engelhard, 1978; Jannsen, et al., 1985; Tonn, 1988; Wiederhold, 1986), die im Frequenzbereich arbeitet, ist ein Standardverfahren zur Bestimmung des dimensionslosen seismischen Qualitäts- oder Gütefaktors Q . Bei der Ausbreitung elastischer Wellen in einem realen Medium treten immer Energieverluste auf. Ein Teil der Energie wird in

Wärme umgewandelt, und es kommt zum Abklingen der Bodenbewegung. Dieser Vorgang der Absorption ist im allgemeinen frequenzabhängig. Der seismische Gütefaktor Q beschreibt den obigen Vorgang mathematisch. Er ist definiert als (Futterman, 1962):

$$Q = 2 * \pi * \frac{E_0}{\Delta E_0} \quad (3.11)$$

mit

E_0 = maximale Energiedichte

ΔE_0 = Abfall der Energiedichte längs einer Wellenlänge

Der Spektr quotient zweier Signale mit gleichem Ausgangssignal und dem Laufwegunterschied ($t_2 - t_1$) wird logarithmisch gegen die Frequenz aufgetragen. Durch lineare Regression wird die Steigung der Geraden bestimmt, die proportional $1/Q$ ist. Für die Bestimmung von Q genügt es die Laufzeitdifferenz ($t_2 - t_1$) zu kennen (Wiederhold, 1986). Die Spektren wurden mit Hilfe der Fast Fourier Transformation (FFT) berechnet. Der Spektr quotient wird durch Fensterfunktionen und Änderungen der Signalausschnitte beeinflusst (Wiederhold 1981). Um diese so klein wie möglich zu halten, wurden die Signale mit einem Rechteckfenster aus der PARASOUND Spur herausgeschnitten. Die Länge des Signals wurde so gewählt, daß die Hauptenergie in dem Fenster liegt. Für Q in einer Schicht n gilt nach Wiederhold (1986) :

$$\frac{1}{Q_n} = \frac{1}{t_n - t_k} * \left(\frac{t_n - t_k}{Q} - \sum_{i=k}^{n-1} \frac{t_i - t_{i-1}}{Q_i} \right) \quad (3.12)$$

mit:

t = Laufzeit

$k < n$

$n = 2, 3, \dots$

Die Fehler, die bei der Bestimmung des Q -Faktors auftreten, sind unter anderem durch Schichteinflüsse begründet, die z. B. dazu führen können, daß eine negative Dämpfung aus der positiven Steigung des Spektr quotienten berechnet wird. Auch die

Bestimmung der Einsatzzeiten für die Berechnung der Spektren weist eine Unsicherheit auf. Weitere Fehler können durch Multiplen und Gradientenschichten auftreten (Wiederhold, 1986). Nach Abschätzungen von Jannsen et al. (1985) muß bei dem verwendeten Verfahren der Q-Wert Bestimmung mit Abweichungen bis zu 25 % gerechnet werden (Abbildung 18). Der seismische Gütefaktor erlaubt es Rückschlüsse über den Geschwindigkeits- und Dichte-Tiefenverlauf, unterhalb der durch Kernentnahme zu erreichenden Teufe zu ziehen.

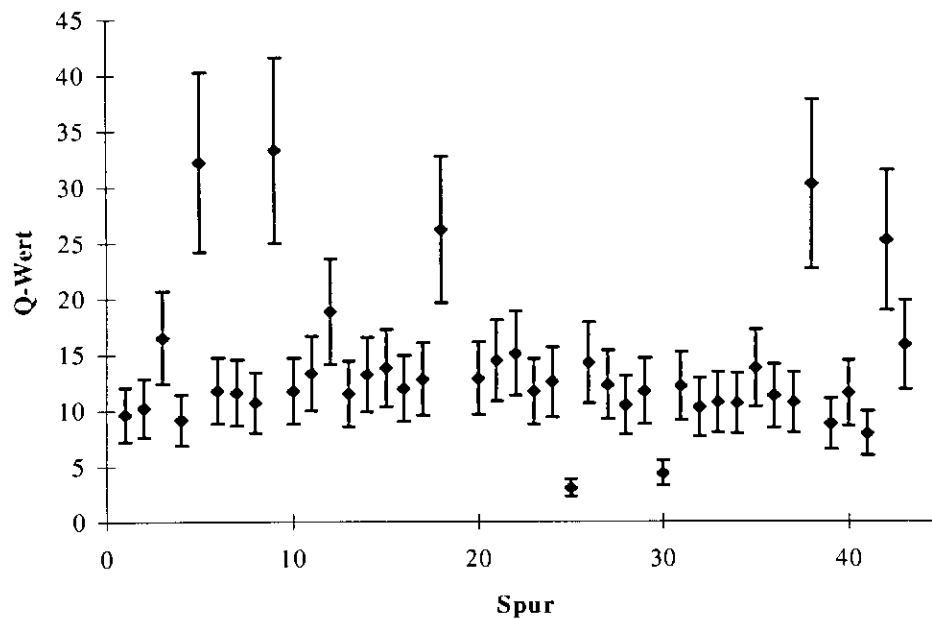


Abbildung 18: Dargestellt ist die maximale Abweichung der Q-Werte der ersten Schicht (Profil 569 Abbildung 38); sie beträgt 25 %.

3.5. Sedimentkerne: Sedimentphysikalische Daten

Die für diese Arbeit analysierten Sedimentkerne (Anhang A3) wurden mit dem **Multi-Sensor-Core-Logger** (MSCL, Fa. GEOTEK) untersucht, d.h. zwei sedimentphysikalische Parameter wurden zerstörungsfrei gemessen, die Kompressionswellengeschwindigkeit und die Dichte. Mit den sedimentphysikalischen

Daten soll die Intensität der akustischen Rückstreuung von GLORIA Daten (DN-Wert) kalibriert werden. Detaillierte Beschreibungen der Methoden sind in Chi (1995) angegeben. In dieser Arbeit wurden die Daten von insgesamt 55 Sedimentkernmessungen benutzt (Abbildung 19) (Anhang A3).

Die Kompressionswellengeschwindigkeit kann direkt gemessen werden (Mienert & Chi, 1995), die Feuchtdichte wird dagegen indirekt über das Schwächungsgesetz für Röntgen- und Gamma-Strahlung ermittelt (Chi, 1995). Nach dem Schwächungsgesetz für Röntgen- und Gamma-Strahlung läßt sich die Dichte aus der Abschwächung bestimmen, wenn der Massenschwächungskoeffizient des Materials und der Probendurchmesser bekannt sind (Boyce, 1976).

Die P-Wellengeschwindigkeit wird anhand der Laufzeit eines akustischen Signals durch die Probe bestimmt. Hierzu werden zwei sich gegenüber stehende Ultraschall-Sensoren als Sender und Empfänger benutzt. Einzelmessungen der P-Wellengeschwindigkeit an Sedimentkernen wurden mit einem Handgerät (Krautkrämer) durchgeführt (Sedimentkerne PS1232-7, PS1235-1, PS1297-4, PS1316-6, PS1320-1, PS1535-5, PS1535-10, PS1697-2, PS1702-1, PS1704-3, PS1706-1, PS1707-1, PS1708-1, PS1873-1, PS1875-7, PS1876-1, PS1877-1, PS1878-2, PS1893-1, PS1894-7, PS1901-1, PS1906-2, PS1922-1), das nach dem gleichen Prinzip arbeitet wie das MSCL-System.

3.6. Beziehungen zwischen sedimentphysikalischen Parametern und DN-Werten

Mittels der sedimentphysikalischen Parameter wird eine Kalibrierung der Weitwinkel-Seitensicht-Sonar Daten des GLORIA-Systems in Beziehung zum Meeresboden angestrebt. Konkret bedeutet dies, daß die Korrelationen zwischen dem DN-Wert, der ein Maß für die Rückstreuung ist, und den sedimentphysikalischen Parametern wie P-Wellengeschwindigkeit und Dichte für eine definierte Position am Meeresboden bestimmt werden. Im Fall signifikanter Korrelationskoeffizienten kann mittels des DN-Wertes

erstmalig eine synthetische Korngrößenverteilung der obersten Sedimentschicht berechnet werden und es können Rückschlüsse vom DN-Wert auf die P-Wellengeschwindigkeit und Dichte gezogen werden. Ein Problem ergibt sich hierbei aufgrund der Bestimmung der Kernposition am Meeresboden, die im Planquadrat eines Pixels liegen sollte (Abbildung 6). Diese Position sollte exakt stimmen, da der DN-Wert von Pixel zu Pixel variiert, und die Größe des Pixels nur 45 x 120 m beträgt. Zusätzlich können die sedimentphysikalischen Parameter dazu verwendet werden, die Ergebnisse der Q Faktor Bestimmung kritisch zu überprüfen.

Die statistischen Größen in dieser Arbeit wurden mit dem Programm Excel berechnet. Zur Berechnung der linearen Regression wurde die Methode der kleinsten Quadrate verwendet. Diese berechnet eine Gerade, die bezüglich der übergebenen Daten die beste Anpassung darstellt

Der Fehler bei der Bestimmung des DN-Wertes (Abbildung 20) wurde empirisch berechnet. Hierzu wurde für ein und die selbe Position der DN-Wert mehrmals (25 mal) ermittelt. Die Standardabweichung des DN-Wertes betrug hierbei 8,81 auf den mittleren DN-Wert (64,78) umgerechnet macht das 13,6%.

Die Bestimmung der Korngröße ist mit einem mittleren relativen Fehler von $\pm 1\%$ behaftet (persönliche Mitteilung Dr. K. Michels) (Abbildung 20). Daraus ergibt sich für die Bestimmung der synthetischen Korngrößenverteilung ein Standardfehler von 22% (Abbildung 21).

$$S_{yx} = \sqrt{\left[\frac{1}{n(n-2)} \right] \left[n \sum y^2 - (\sum y)^2 - \frac{[n \sum xy - (\sum x)(\sum y)]^2}{n \sum x^2 - (\sum x)^2} \right]} \quad (3.13)$$

S_{yx} = Standardfehler der geschätzten y-Werte (Korngröße)

x = x-Werte

y = y-Werte

n = Anzahl der Wertepaare

Die Korngröße wurde auf verschiedene Arten bestimmt. Zur Bestimmung der Korngröße wurden folgende Geräte eingesetzt: Sedimentationswaage Macrogranometer™,

Seperator 3STM, SediGraph 5000E, Lasergranulator und Siltsedimentationswaage (Michels, 1995). Der mittlere relative Fehler eines Produktes ist nach Gerthsen et al. (1982) die Summe der einzelnen mittleren Fehler. Damit liegt der mittlere relative Fehler der berechneten Impedanzwerte bei $\pm 8\%$, dieser setzt sich zusammen aus dem relativen Fehler für die P-Wellengeschwindigkeit $\pm 3\%$ (persönliche Mitteilung Dr. Y. Chi) (Abbildung 22) und dem relativen Fehler der Dichte $\pm 5\%$ (persönliche Mitteilung Dr. Y. Chi) (Abbildung 23). Diese Fehler beruhen zum Teil auf der ungenügenden Ankopplung zwischen Meßsensoren und Liner bzw. zwischen Liner und Sediment (Chi, 1995).

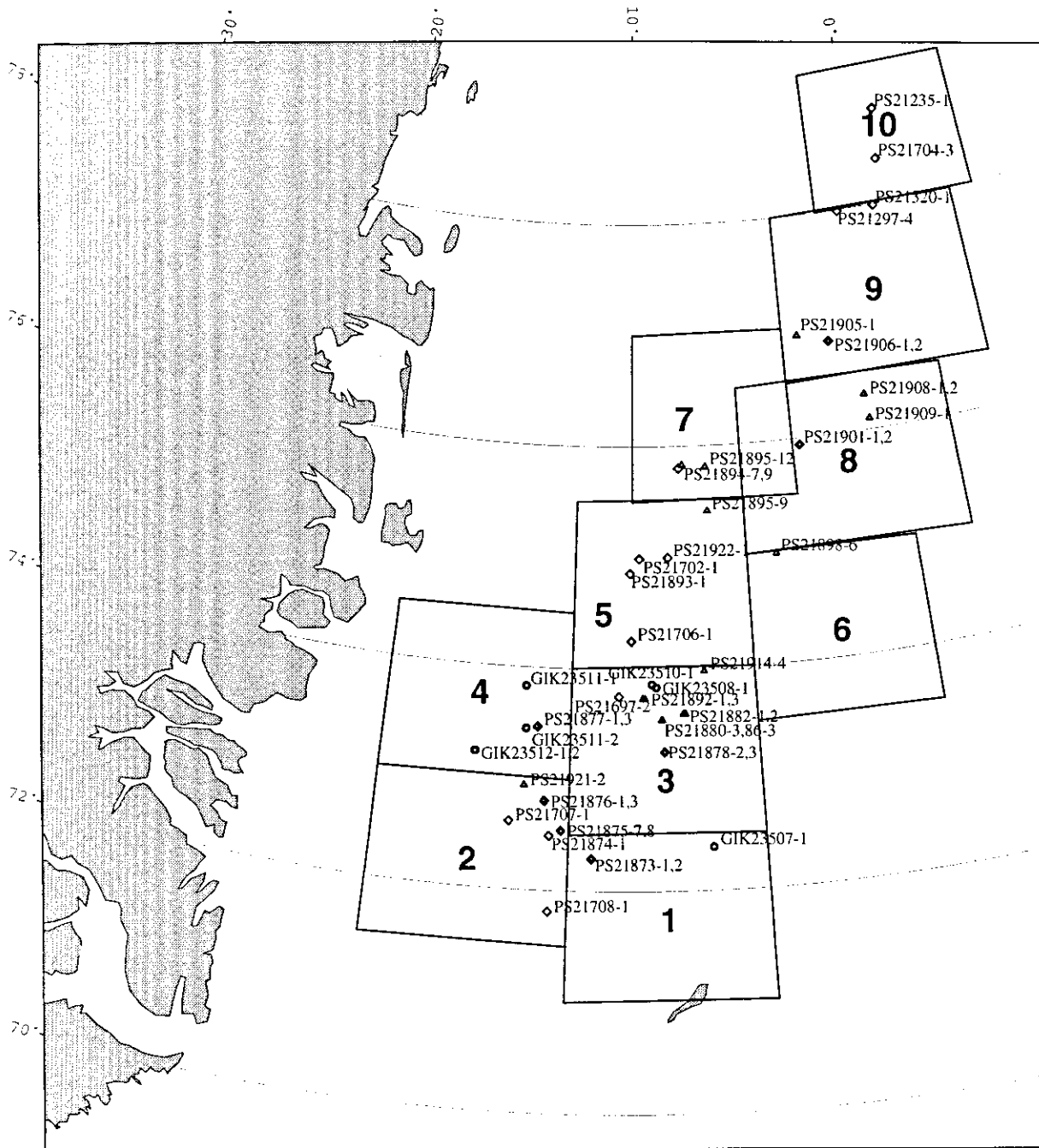


Abbildung 19: Dargestellt sind die Stationen der Kernentnahmen der Ausfahrten ARK I-3, ARK II-4, ARK III-3, ARK IV-3, ARK V-2, ARK VII-1, ARK VII-3, ARK X-22 und M26-3. Kerne, die mit einem Punkt gekennzeichnet sind wurden mit dem MSCL, und die mit Rauten gekennzeichnet sind mit dem Krautkrämer-Gerät gemessen. Die Dreiecke kennzeichnen Kerne von denen nur Kernbeschreibungen vorliegen. Die numerierten Quadranten (1-10) zeigen die Aufteilungen des GLORIA-Mosaikes (siehe Karten 1-10, Abbildung 46-48, 50-53, 60, 61, 69).

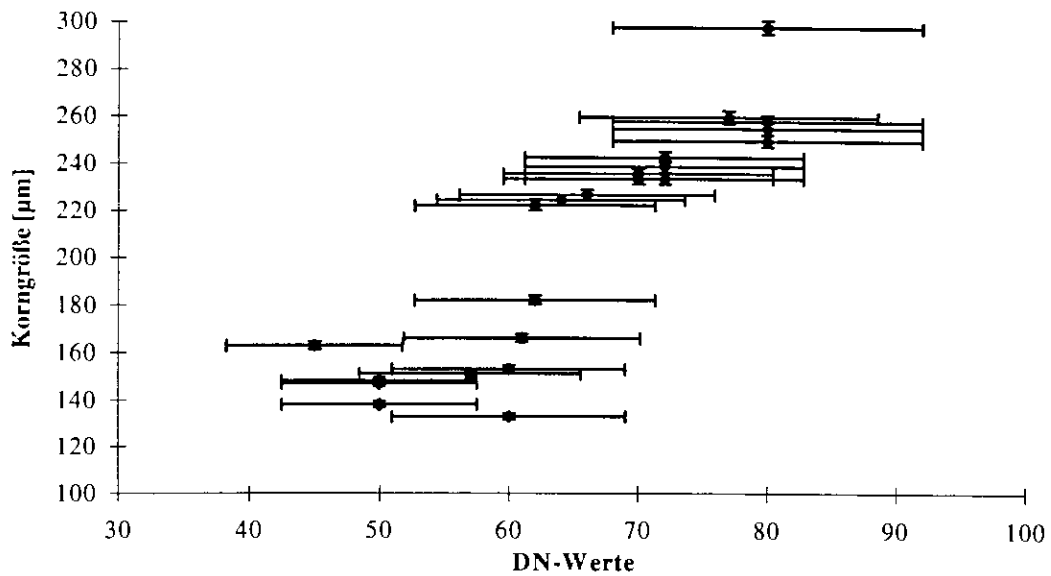


Abbildung 20 : Dargestellt ist der mittlere relative Fehler, der bei der Bestimmung der Korngröße auftritt sowie die Standardabweichung der DN-Werte. Jeder Punkt repräsentiert eine Kernlokation.

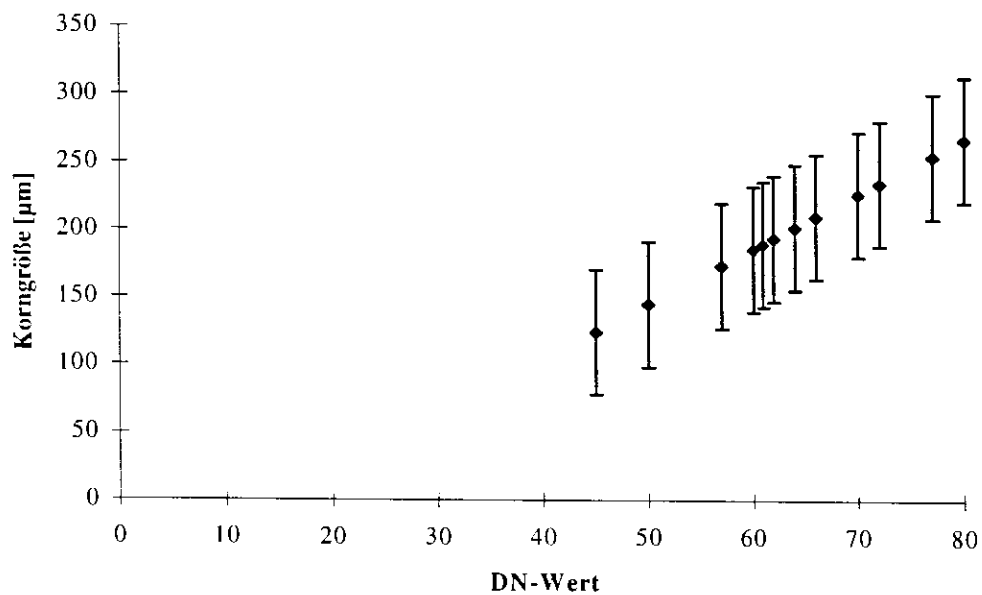


Abbildung 21: Standardfehler bei der Bestimmung von synthetischen Korngrößen anhand der Korrelation zwischen Korngröße und DN-Wert. Jeder der Punkte repräsentiert eine Kernlokation.

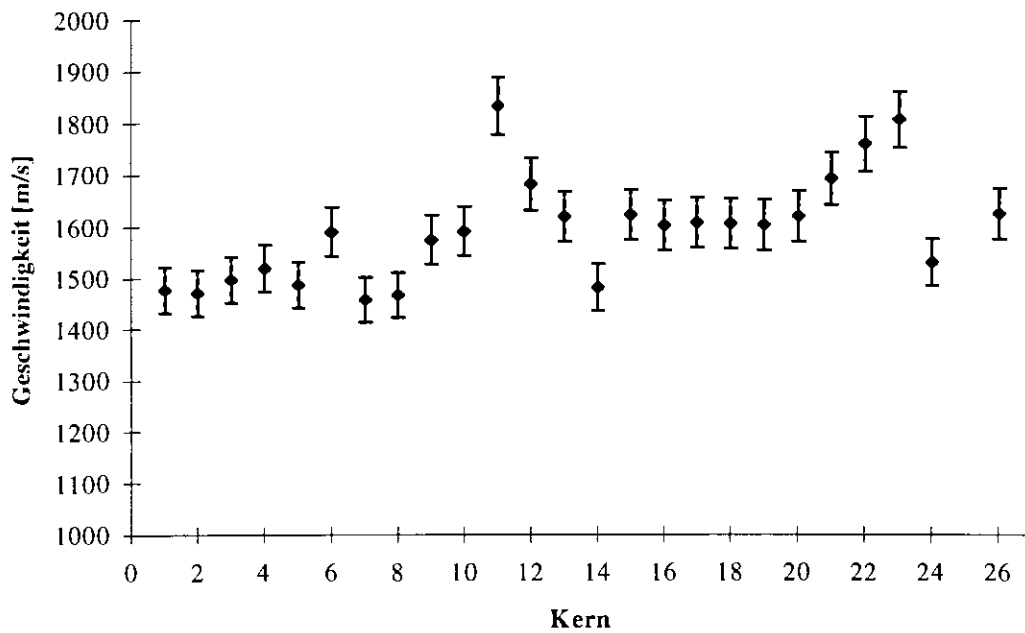


Abbildung 22: Dargestellt ist der mittlere relative Fehler, der bei der Bestimmung der P-Wellengeschwindigkeit der Sedimentkerne (Anhang A6) auftritt, dieser liegt bei $\pm 3\%$. Jeder der Meßpunkte steht für einen Sedimentkern, die Kernnummern entsprechen nicht den tatsächlichen Kernnummern, diese sind dem Anhang A6 zu entnehmen.

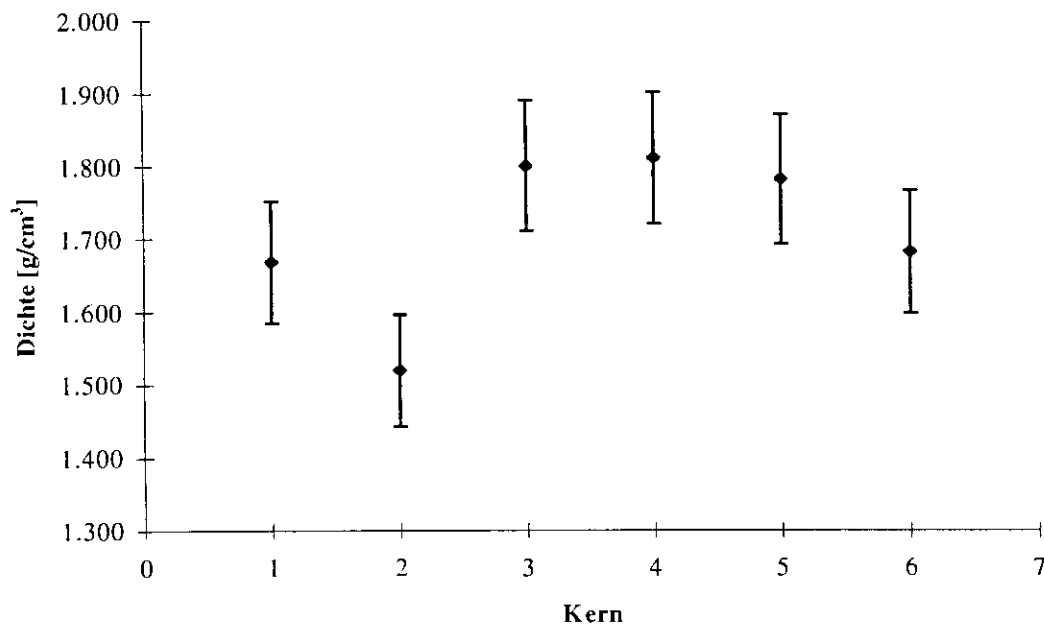


Abbildung 23: Die Grafik zeigt den mittleren relativen Fehler der Dichtewerte der Sedimentkerne (Anhang A6), er beträgt $\pm 5\%$. Jeder der Meßpunkte steht für einen Sedimentkern, die Kernnummern entsprechen nicht den tatsächlichen Kernnummern, diese sind dem Anhang A6 zu entnehmen.

4. Ergebnisse

4.1. Akustische Rückstreuungen am ostgrönländischen Kontinentalhang

Um synthetische Korngrößenverteilungen erstellen zu können, wird eine Korrelation zwischen dem DN-Wert, der ein Maß für die Intensität der Rückstreuung ist, und der mittleren Korngröße in Kalibrierungsgebieten durchgeführt. Die Daten über die Korngrößenverteilungen stammen von Michels (1995) und Antonow (1995). Die Werte für die P-Wellengeschwindigkeiten und Dichten stammen unter anderem aus den Messungen von Chi (1995).

In Abbildung 24 sind die verschiedenen Tiefen dargestellt für die die P-Wellengeschwindigkeiten und Dichten gemessen wurden. Die Abbildungen 25 bis 31 zeigen die mit dem MSCL gemessenen P-Wellengeschwindigkeiten und Dichten. Sedimentkern 23507-1 wurde von dem Levee des Kanals westlich von "Vesteris Banken" entnommen (Abbildung 25). Es sind keine Schichtgrenzen in den beiden Kurven zu erkennen. Besonders die P-Wellengeschwindigkeit verfügt über einen nahezu konstanten Verlauf. Der Hauptbestandteil des Kernes besteht aus Ton, nur an der Basis des Kernes, die nicht mehr mit dem MSCL gemessen werden konnte, wurden 2 Aschenlagen identifiziert. Sedimentkern 23508-1 (Abbildung 26), der aus dem innerem des Kanals stammt, ist dem vom Levee vergleichbar. Die P-Wellengeschwindigkeit ist näherungsweise konstant, wobei der Dichtesprung bei 54 cm auf die Sand- und Aschelagen zurückzuführen ist. Größtenteils besteht dieser Kern aus schluffigem Ton. Die Unterschiede bei den P-Wellengeschwindigkeits- und Dichtewerten der Sedimentkerne 23509 - 23512 sind auf Faziesunterschiede zurückzuführen. Um fehlende Werte im P-Wellengeschwindigkeits-Rekord vom Sedimentkern 23511-1 zu bestimmen, wird die Beziehung zwischen Dichte und P-Wellengeschwindigkeit verwendet (Chi, 1995). Dabei werden vorhandene Dichtemessungen gegen den Kehrwert der P-Wellengeschwindigkeits-Messungen aufgetragen (Abbildung 32). Abbildung 32 zeigt, daß

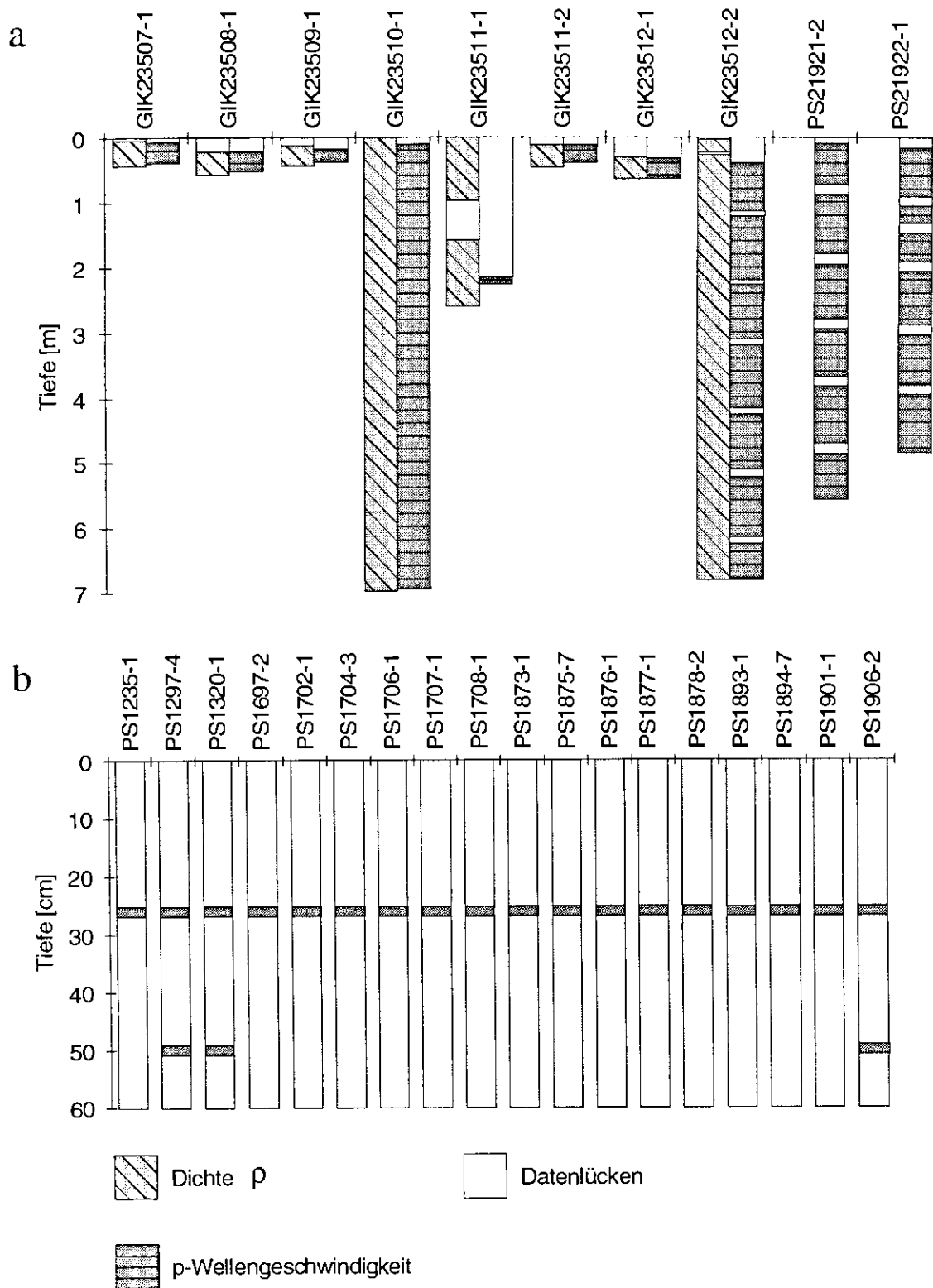


Abbildung 24: Grafik a zeigt die Tiefenstufen für P-Wellengeschwindigkeits- und die Dichtemessungen mit dem MSCL. Abbildung b zeigt die Tiefenstufen für P-Wellengeschwindigkeits-Messungen mit dem Krautkrämer Handgerät. In den Abbildungen 25-31 sind die Meßergebnisse dargestellt.

4. Ergebnisse

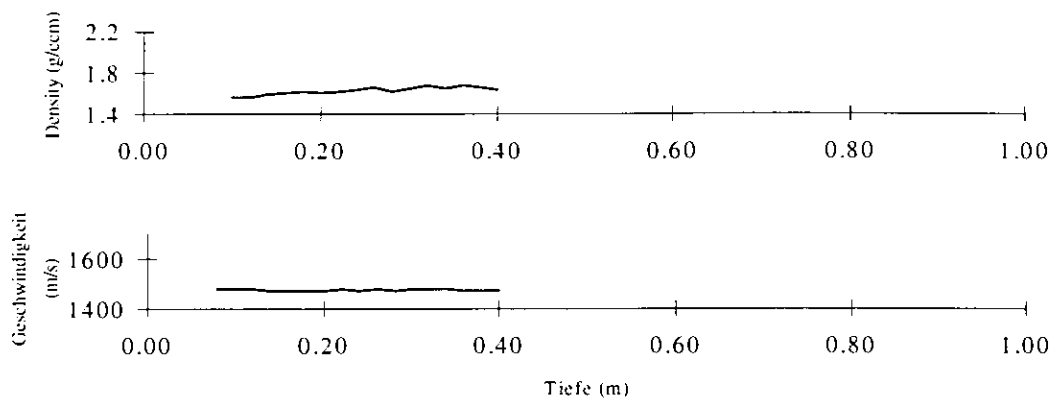


Abbildung 25: Dichte- und Geschwindigkeitswerte des Großkastengreifers GIK23507-1 dargestellt gegen die Tiefe. Die Wassertiefe an der Kernentnahmestelle ($73^{\circ}49'N$ und $9^{\circ}14'W$) beträgt 3149 m.

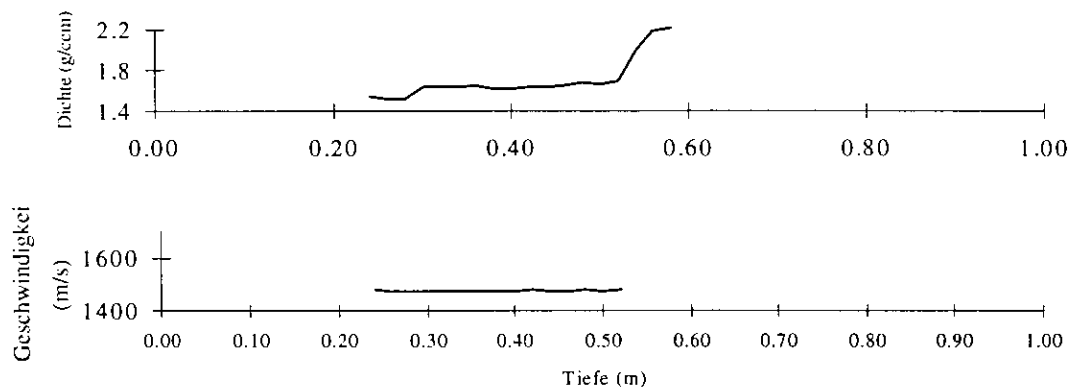


Abbildung 26: Darstellung der Dichte- und Geschwindigkeitswerte des Großkastengreifers GIK23508-1. Die Wassertiefe an der Kernentnahmestelle ($73^{\circ}51'N$ und $9^{\circ}23'W$) beträgt 3201 m.

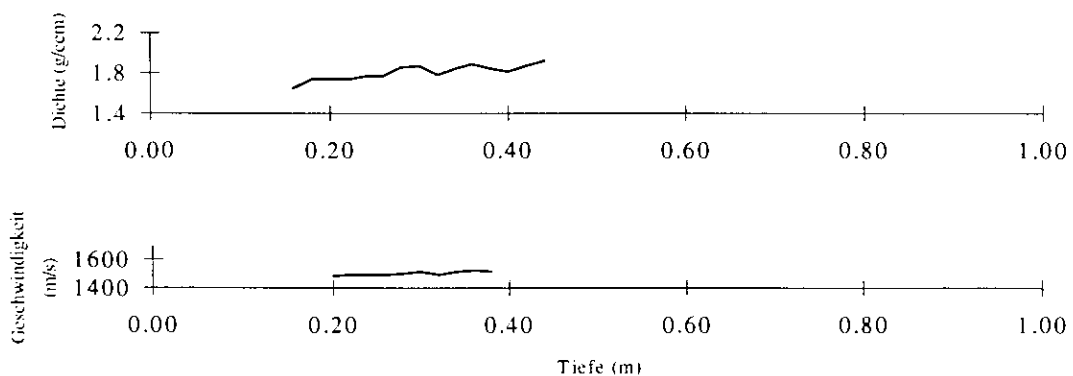


Abbildung 27: Darstellung der Dichte- und Geschwindigkeitswerte des Großkastengreifers GIK23509-1. Die Wassertiefe an der Kernentnahmestelle ($73^{\circ}50'N$ und $13^{\circ}30'W$) beträgt 2576 m.

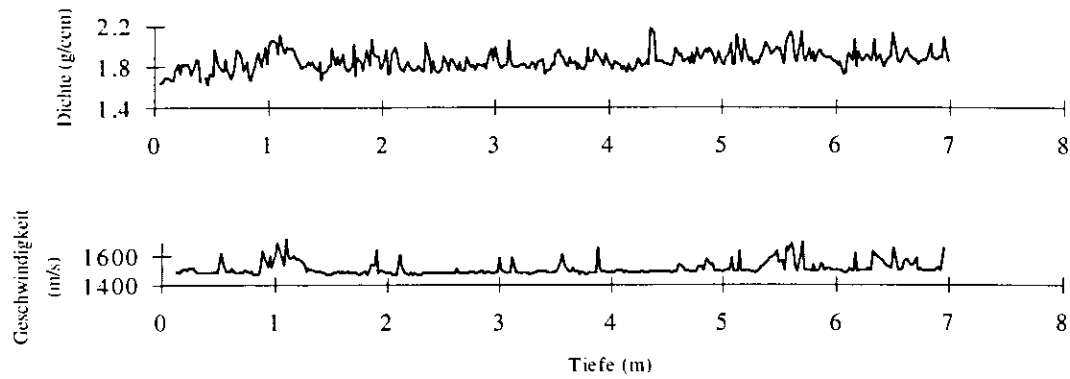


Abbildung 28: Darstellung der Dichte- und Geschwindigkeitswerte des Schwerelot GIK23510-1. Die Wassertiefe an der Kernentnahmestelle ($73^{\circ}27'N$ und $13^{\circ}25'W$) beträgt 2643 m.

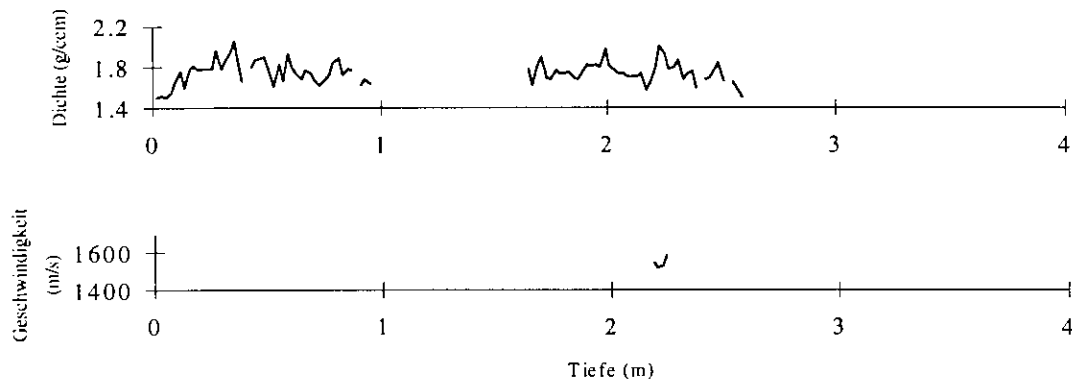


Abbildung 29: Darstellung der Dichte- und Geschwindigkeitswerte des Schwerelot GIK23511-1. Die Wassertiefe an der Kernentnahmestelle ($73^{\circ}13'N$ und $15^{\circ}00'W$) beträgt 2295 m.

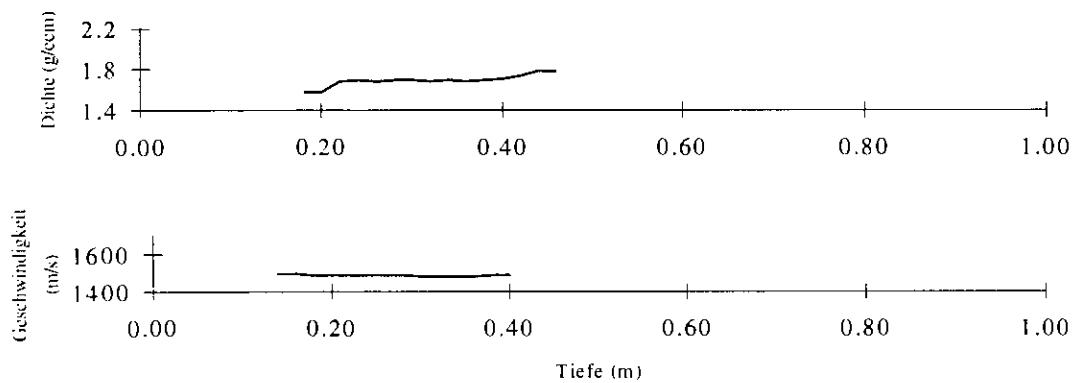


Abbildung 30: Darstellung der Dichte- und Geschwindigkeitswerte des Großkastengreifers GIK23511-2. Die Wassertiefe an der Kernentnahmestelle ($73^{\circ}12'N$ und $15^{\circ}00'W$) beträgt 2295 m.

4. Ergebnisse

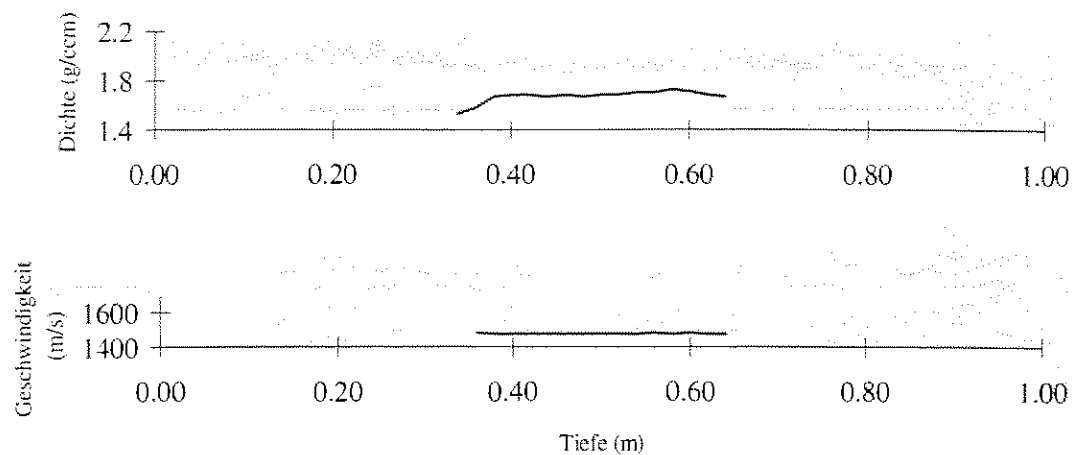


Abbildung 31: Darstellung der Dichte- und Geschwindigkeitswerte des Großkastengreifers GIK23512-1. Die Wassertiefe an der Kernentnahmestelle (72°56'N und 13°25'W) beträgt 2610 m.

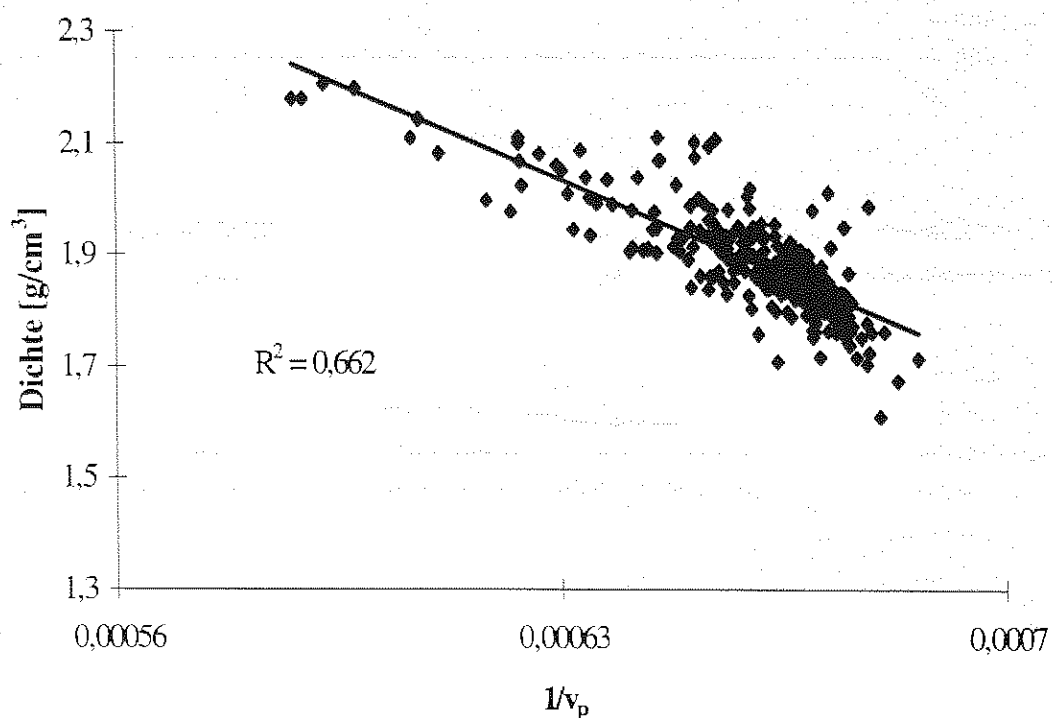


Abbildung 32: Dargestellt ist die lineare Regression zwischen dem Kehrwert der P-Wellengeschwindigkeit und der Dichte (Kern 23512-2).

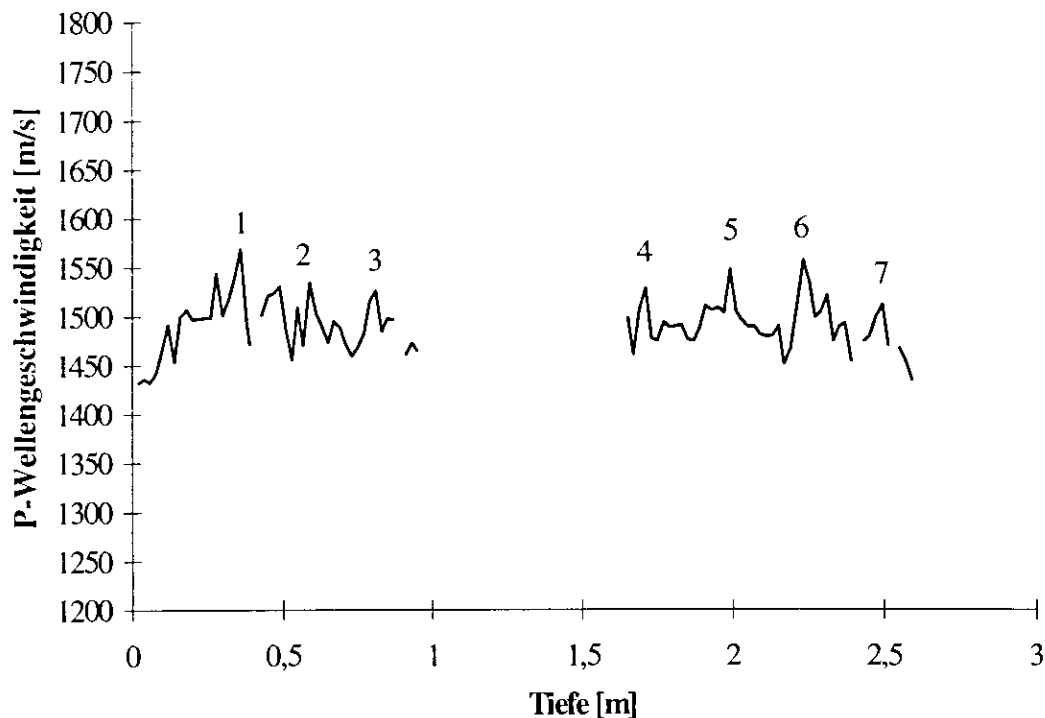


Abbildung 33: Dargestellt sind die berechneten P-Wellengeschwindigkeiten gegen die Tiefe für den Kern 23511-1 (Abbildung 28) (Chi, 1995). Die Zahlen 1-7 markieren Schichtgrenzen.

eine annähernd lineare Beziehung zwischen Dichte und P-Wellengeschwindigkeit existiert. Der Grund für die nach der Berechnung der P-Wellengeschwindigkeit noch vorhandenen Datenlücken ist der, daß es an diesen Stellen nicht möglich war die Dichte zu bestimmen. Die Modulation der Dichte- und berechneten P-Wellengeschwindigkeitswerte läßt den Schluß zu, daß es innerhalb des Kernes nach Abbildung 33 mindestens sieben Schichtgrenzen gibt.

Schallstrahlen des Weitwinkel-Seitensicht-Sonar Systems können in den Meeresboden eindringen. Die Eindringtiefe ist unter anderem von der Schallhärte bzw. der Kompaktion der Sedimente abhängig. Dies wird besonders deutlich durch die Interferenzstreifen in den GLORIA-Aufzeichnungen. Sie entstehen durch multiple Wellenpfade in den obersten Sedimentschichten. Die Tiefe in der Schallstrahlen des GLORIA-Systems reflektiert werden wurde bestimmt, indem Korrelationen für verschiedene Teufen (26 cm, 50 cm, 1 m) berechnet wurden. Maximale Übereinstimmungen ergaben sich für eine Tiefenlage von

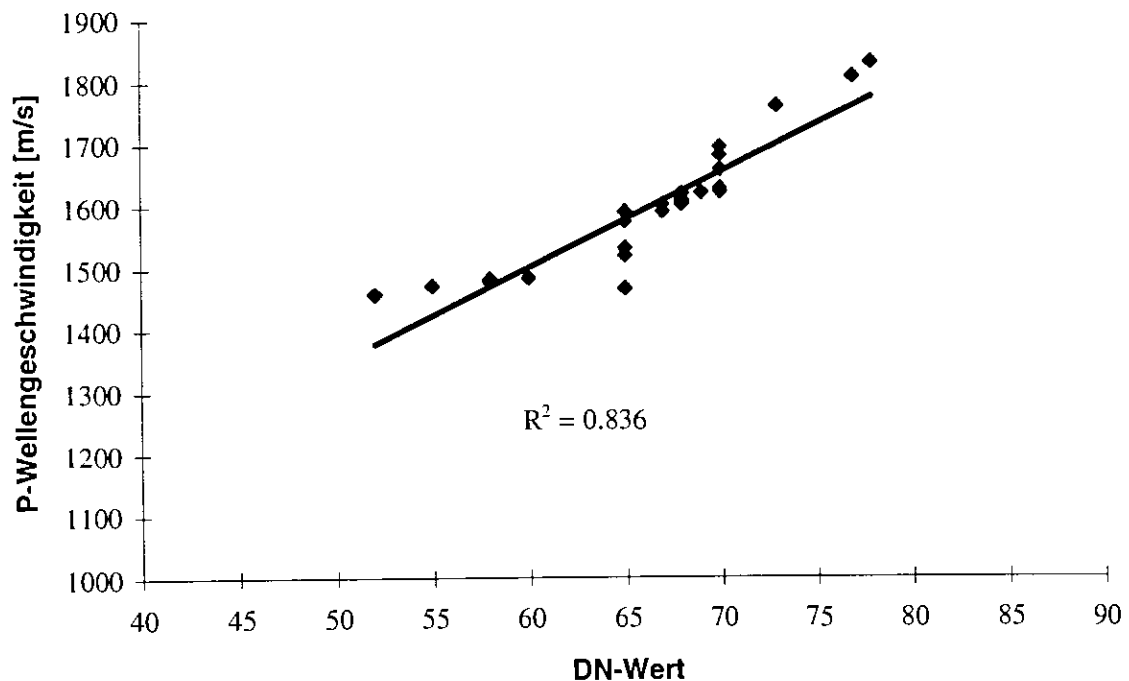


Abbildung 34: Lineare Regression zwischen P-Wellengeschwindigkeits- (Anhang A6) und DN-Werten. Jeder Punkt repräsentiert eine Kernlokation.

26 cm. Der hohe Korrelationskoeffizient der linearen Regression zwischen Kompressionswellengeschwindigkeiten und DN-Werten beträgt

$$R = 0,91.$$

Aus der Abbildung 34 ist zu erkennen, daß bei hohen P-Wellengeschwindigkeiten auch hohe DN-Werte auftreten. Dies ist meistens der Fall, wenn die oberste Schicht einen hohen Sandanteil aufweist (Gardner et al., 1991). Der Korrelationskoeffizient zwischen Dichte- und DN-Werten ist weniger hoch ($R = 0,69$). Gebiete, die über eine hohe Rückstreuung verfügen, besitzen meistens auch eine hohe akustische Impedanz (300.000 [g/scm²]). Die Impedanz berechnet sich aus der Dichte und der Kompressionswellengeschwindigkeit (Abbildung 25-31). Für die lineare Regression (Abbildung 35) ergibt sich ein Korrelationskoeffizient von

$$R = 0,92.$$

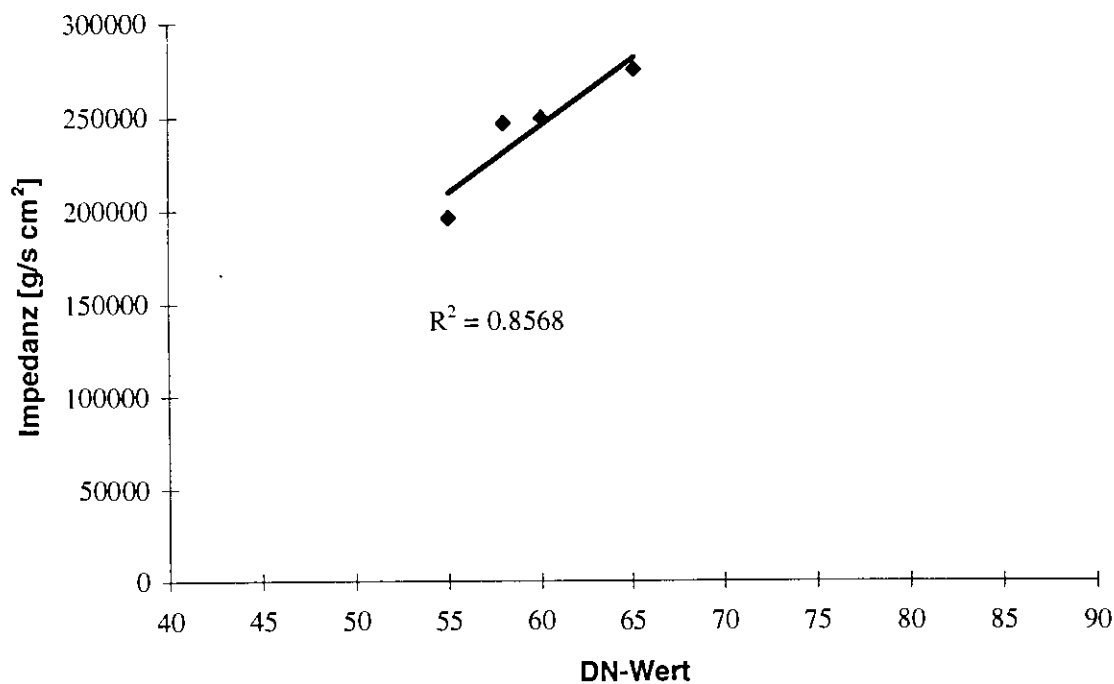


Abbildung 35: Lineare Regression zwischen Impedanz (Anhang A6) und DN-Werten.

Der Korrelationskoeffizient von $R=0,92$ zwischen der Impedanz und dem DN-Wert ist aufgrund der geringen Datenbasis unzuverlässig.

Die lineare Regression der Korngröße von Oberflächenproben und dem DN-Wert ergibt einen Korrelationskoeffizienten (Abbildung 36) von

$$R=0,90.$$

Mit zunehmenden Sandanteil nimmt also der DN-Wert zu. Anhand der Korrelation zwischen Korngrößen und den DN-Werten (Abbildung 36) konnte deshalb eine synthetische Korngrößenverteilung aus den DN-Werten abgeleitet werden (Abbildung 37), wobei der topographische und Fazies Effekt als konstant vorausgesetzt werden. Der Aussagegehalt dieser Korngrößenverteilung muß durch weitere Untersuchungen untermauert werden. Diese Klassifizierung der Korngrößenwerte weicht von den in der Geologie gängigen Klassifizierungen ab, die eine wesentlich höhere Detailgenauigkeit aufweisen, die mit der synthetischen Korngrößenverteilung nicht zu erreichen ist. Tabelle 2 zeigt die Abweichung zwischen der berechneten Korngröße und der tatsächlichen

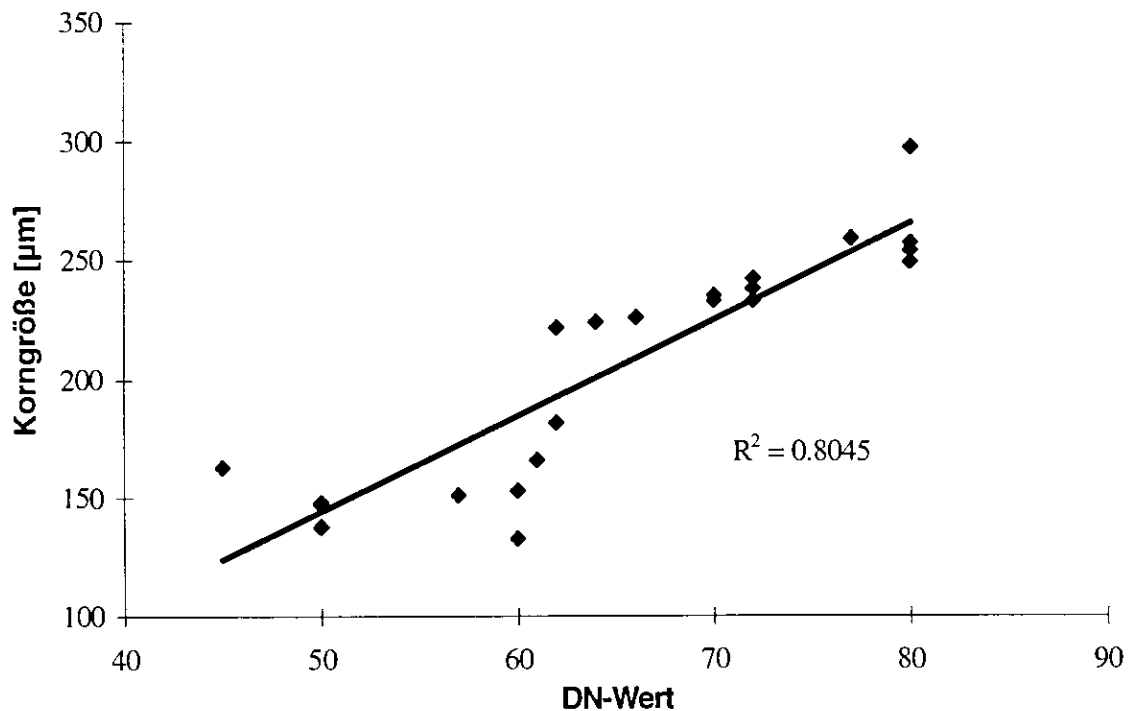


Abbildung 36: Lineare Regression zwischen mittleren Korngrößen und DN-Werten (Anhang A7). Jeder Meßpunkt gehört zu einem Sedimentkern.

Korngröße. Im südwestlichen Teil des Grönland- Beckens ist ein großflächiges Gebiet mit Silt-Korngrößen zu erkennen. Ein Hauptgrund hierfür könnten die südgerichteten Bodenwassermassen sein, die das südliche Grönland-Becken zum Endlager für Feinmaterial machen können. Eine Konzentration von feinkörnigem Material in Höhe der Belgica Strath dürfte vielleicht darauf zurückzuführen sein, daß dieses Gebiet das Endlager eines über den Schelf hinausreichenden Sedimenttransportes ist. Die Ergebnisse der Korrelation von sedimentphysikalischen Parametern und dem DN-Wert lassen auch darauf schließen, daß in einigen Gebieten des Grönland-Beckens in den obersten Schichten ein hoher Anteil an Sand vorliegt. Diese Gebiete besitzen hohe DN-Werte und demnach auch hohe P-Wellengeschwindigkeiten, da große DN-Werte mit hohen P-Wellengeschwindigkeiten korrelieren. Hohe P-Wellengeschwindigkeiten treten häufig bei einem hohen Sandanteil auf. Dies wird durch einige Sedimentkerne (PS21880-3,

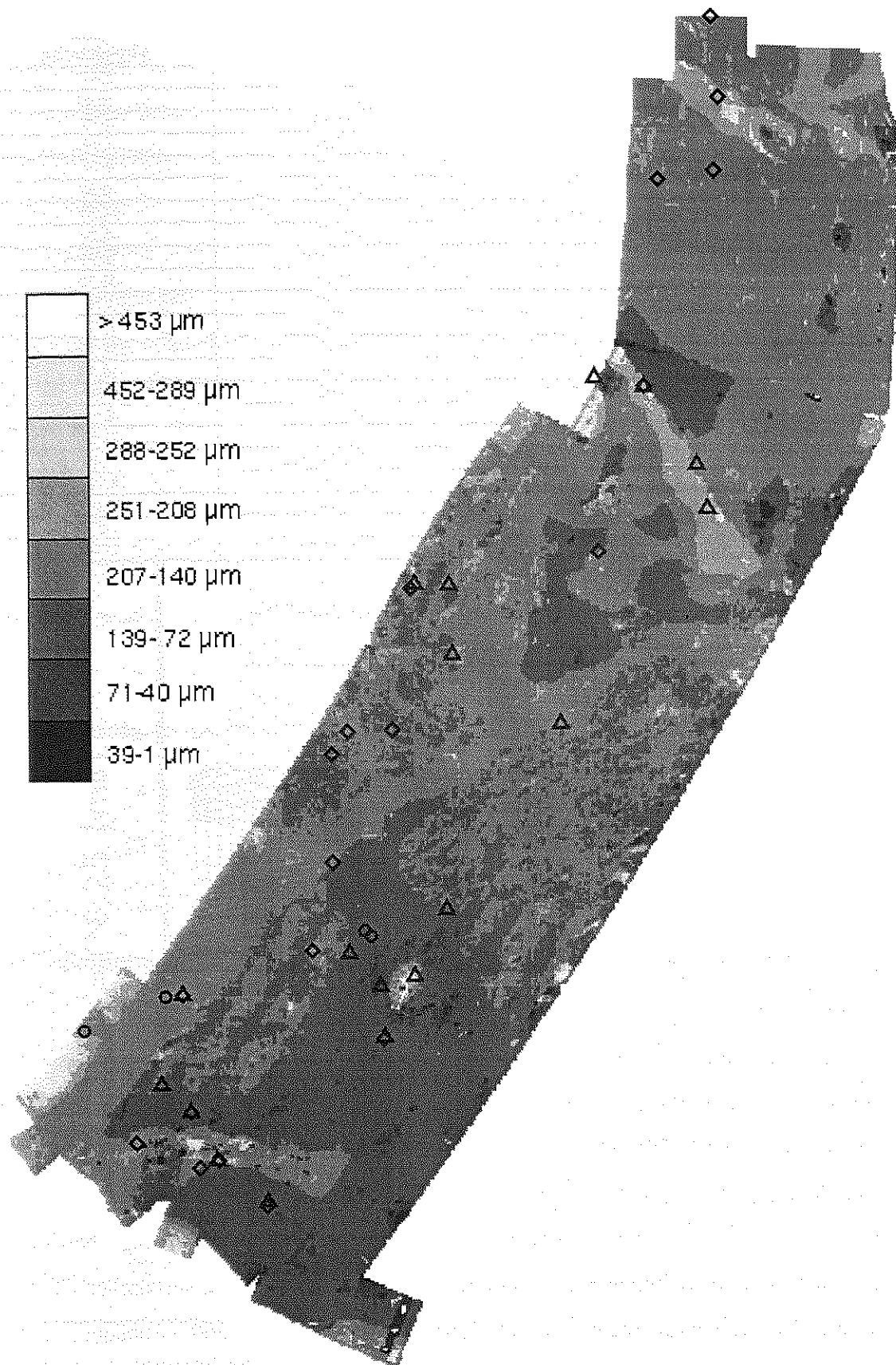


Abbildung 37: Die Karte zeigt die Korngrößenverteilung im Arbeitsgebiet, die anhand der Korrelation zwischen DN-Wert und Korngröße berechnet wurde, zusätzlich sind die Kernpositionen eingezeichnet.

4. Ergebnisse

Kernnummer	Tatsächliche Korngröße	Berechnete Korngröße	Abweichung
M23343-4	259.00	253.53	5.47
PS21873-1	249.00	265.67	-16.67
PS21875-7	238.00	233.30	4.70
PS21876-1	233.00	225.21	7.79
PS21877-1	235.00	225.21	9.79
PS21877-3	233.00	233.30	-0.30
PS21878-2	297.00	265.67	31.33
PS21878-3	138.00	144.29	-6.29
PS21882-1	163.00	124.06	38.94
PS21886-3	133.00	184.75	-51.75
PS21892-3	148.00	144.29	3.71
PS21893	147.00	144.29	2.71
PS21894-9	153.00	184.75	-31.75
PS21895-12	182.00	192.84	-10.84
PS21895-9	226.00	209.02	16.98
PS21901-1	257.00	265.67	-8.67
PS21901-2	151.00	172.61	-21.61
PS21906-1	222.00	192.84	29.16
PS21908-1	242.00	233.30	8.70
PS21910-1	224.00	200.93	23.07
PS21911-1	166.00	188.79	-22.79
PS21913-1	254.00	265.67	-11.67

Tabelle 2: Abweichung der tatsächlichen Korngröße von der mittels linearer Regression berechneten Korngröße.

PS21892-1, PS 21895-9, PS21901-2, PS21886-3) aus diesem Arbeitsgebiet bestätigt, denn in der obersten Schicht sind Sandanteile signifikant.

4.1.1. Der seismischen Gütefaktor Q als Indikator für sedimentphysikalische Parameter

Anhand des dimensionslosen seismischen Gütefaktors Q ist es möglich Aussagen über den Geschwindigkeits-Tiefenverlauf, unterhalb der durch Kernentnahme zu erreichenden Tiefe, zu machen. Die digitalen PARASOUND-Aufzeichnungen eignen sich gut zur Bestimmung des Q-Faktors, da wegen des engen Abstrahlwinkels (4°) keine Geistreflexionen auftreten können. Diese könnten zur Auslöschung bestimmter Frequenzen im Amplitudenspektrum führen und damit die Q-Werte verfälschen (McGee, 1989). Der Q-Faktor wurde für 43 Spuren aus dem Profil 569 (Abbildung 8 und Abbildung 38) berechnet. Der Meeresboden ist in diesem Gebiet leicht geneigt. Die Eindringung beträgt ca. 50 m. Es lassen sich maximal bis zu 15 Reflektoren

unterscheiden. Sie verlaufen parallel zum Meeresboden, wobei die Mächtigkeit innerhalb der einzelnen Schicht kaum variiert. Der qualitative Vergleich des Synthetischen- mit dem PARASOUND-Seismogramm (Abbildung 39) zeigt das zwei Reflektoren (1 und 2 in Abbildung 39) eindeutig identifiziert werden können. Unterschiede in den beiden Seismogrammen sind unter anderem darauf zurückzuführen das die MSCL-Daten nicht in-situ-Bedingungen widerspiegeln, und das die ermittelten Dichte- und P-Wellengeschwindigkeitswerte am Anfang des Kernes hohe Unsicherheiten aufweisen können (Chi, 1995). Um das synthetische Seismogramm zu bestimmen, wurde als erstes

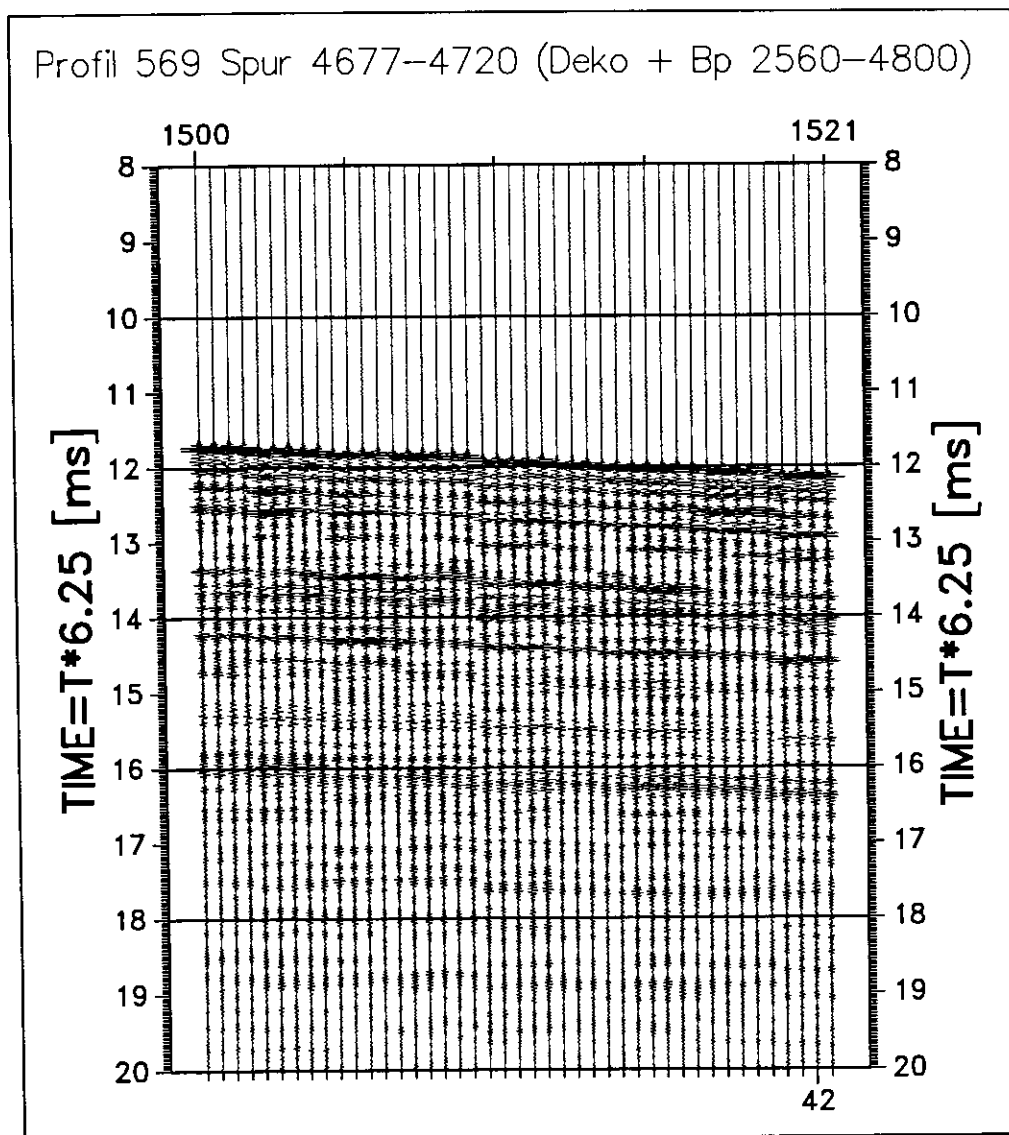


Abbildung 38: Ausschnitt aus dem PARASOUND Profil 569 bei einer Wassertiefe von 2610 m (72°56' N und 13°25'W). Das Profil ist in Abbildung 8 durch eine grüne Linie gekennzeichnet. Am Ende dieses Profils befinden sich die Kernstationen GIK23512-1 und GIK23512-2 (Abbildung 31 und Abbildung 39)

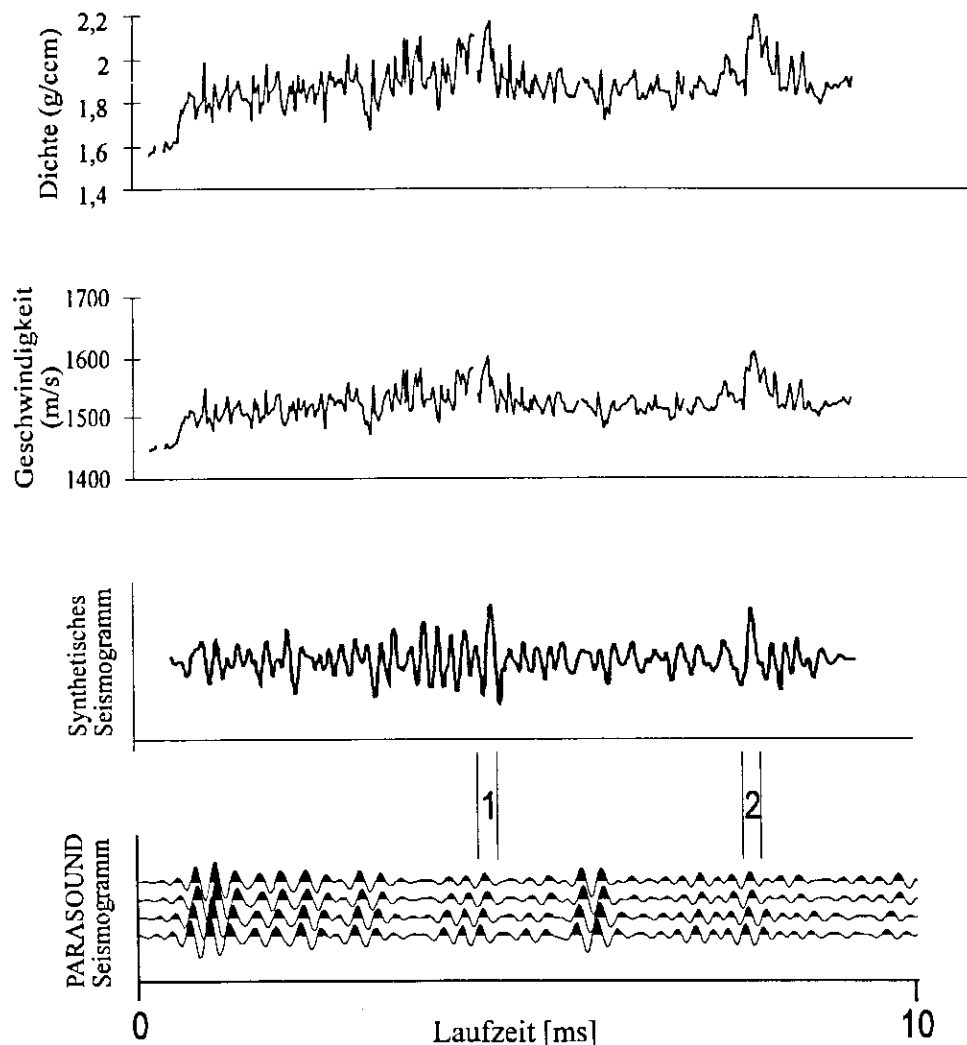


Abbildung 39: Dichte- und Geschwindigkeitswerte des Schwerelots 23512-2. Die Wassertiefe an der Kernentnahmestelle beträgt 2612 m (72°56'N und 13°25'W). Zusätzlich ist das aus den sedimentphysikalischen Parametern berechnete synthetisches Seismogramm dargestellt. Die unterste Grafik zeigt einen Ausschnitt aus dem PARASOUND-Profil 569 an der Position der Kernentnahme. Die Zahlen 1 und 2 markieren zwei Reflektoren, die in den vier unterschiedlichen Datensätzen eindeutig zu identifizieren sind.

die Impedanz berechnet. Aus den Impedanz-Werten wurden dann die Reflexionskoeffizienten berechnet, diese wurden schließlich mit einem Quellsignal (Wavelet) gefaltet. Das synthetische Seismogramm wurde mit dem Programm synseisfft (Mosher C. D., 1991) berechnet. Ein Vergleich der seismischen Daten mit den sedimentphysikalischen Daten (Abbildung 39) zeigt, daß die Mächtigkeit der ersten Schicht

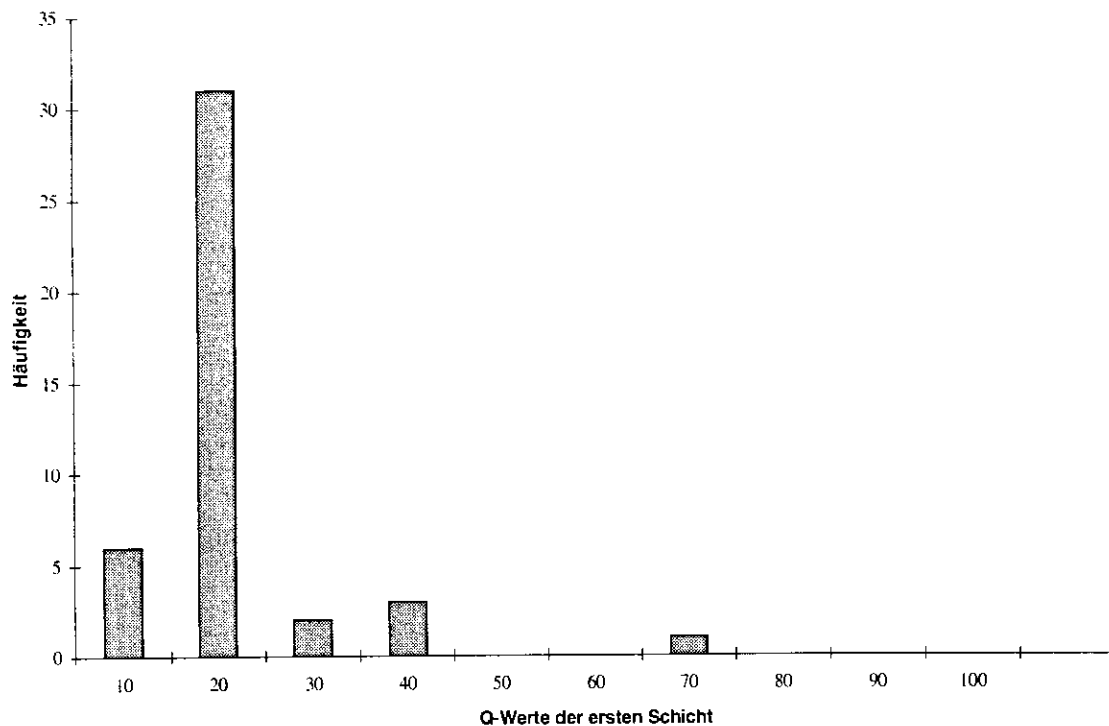


Abbildung 40: Verteilung der Q Werte für die erste Schicht des Profils 569.

90 cm beträgt. Die P-Wellengeschwindigkeit liegt zwischen 1470 und 1580 m/s und die mittlere Geschwindigkeit beträgt 1500 m/s. Die Dichte variiert zwischen 1,40 und 2,00 g/cm³, bei einer mittleren Dichte von 1,71 g/cm³. Die Dichte- und P-Wellengeschwindigkeits-Werte entsprechen wassergesättigtem Sand (Schön, 1983). Für die erste Schicht des Profils (Abbildung 38) zeigt Abbildung 40 die Verteilung der Q Werte. Die Häufigkeitsverteilung der ersten Schicht zeigt ein deutliches Maximum für Q Werte zwischen 10 und 20. Das arithmetische Mittel ergibt einen Q Wert von 15, was einem gesättigtem Feinsand entspricht (McCann, & McCann, 1969). Dies stimmt mit den Dichte und Geschwindigkeitswerten gut überein. Die Mächtigkeit der zweiten Schicht beträgt nach Abbildung 38 und 39 114 cm. Die Geschwindigkeiten liegen zwischen 1460 und 1610 m/s, wobei die mittlere Geschwindigkeit mit 1514 m/s geringfügig höher als die der ersten Schicht ist. Die Dichtewerte liegen zwischen 1,70 und 2,02 g/cm³. Auch die mittlere Dichte ist mit 1,85 g/cm³ größer als die der ersten Schicht. Diese P-Wellengeschwindigkeits- und Dichtewerte liegen ebenfalls im Bereich von wassergesättigtem Sand. Für die zweite Schicht ergibt sich die folgende Verteilung der

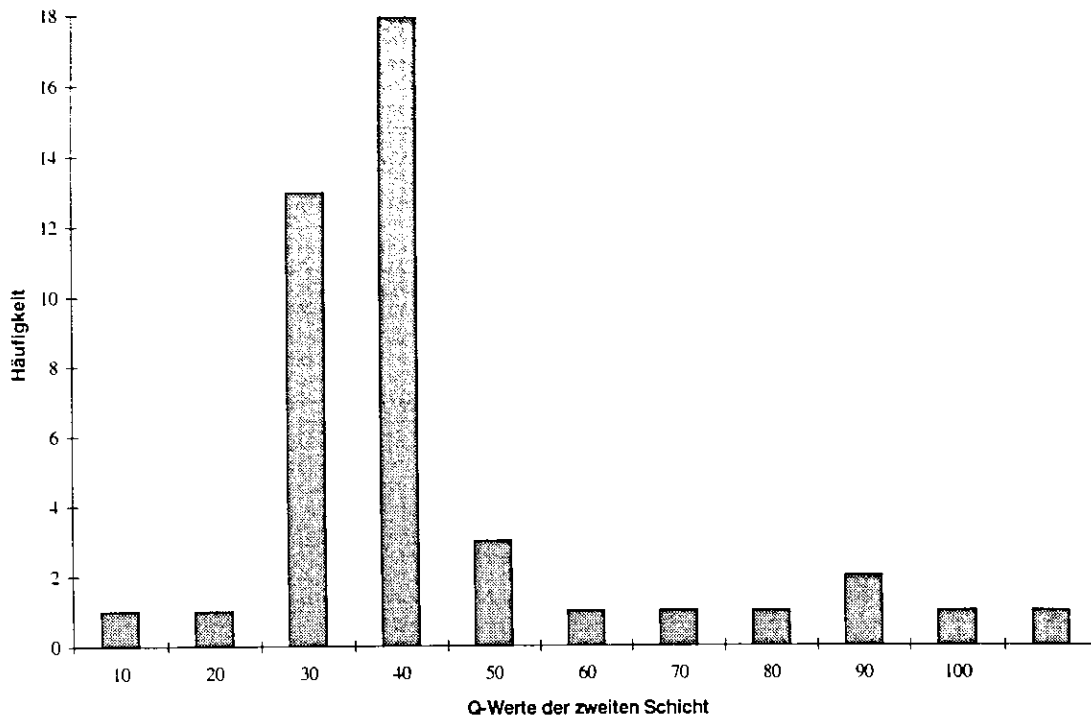


Abbildung 41: Die Grafik zeigt die Verteilung der Q Werte für die zweite Schicht des Profils 569.

Q-Werte (Abbildung 41): Das Maximum der Häufigkeit liegt zwischen 30 und 50. Der arithmetische Mittelwert für Q liegt bei 40. Nach den Daten von Hamilton (1972) und Shumway (1960) läßt dies auf ein Gemisch von Grob- und Mittelsand schließen. Die dritte Schicht besitzt eine Mächtigkeit von 132 cm. Die P-Wellengeschwindigkeiten variieren zwischen 1464 und 1617 m/s, wobei die mittlere Geschwindigkeit mit 1520 m/s größer als die der darüber liegenden Schichten ist. Die Dichtewerte liegen entsprechend zwischen 1,67 und 2,1 g/cm³, wobei die mittlere Dichte 1,90 g/cm³ beträgt. Für die dritte Schicht ergaben die berechneten Q Werte folgende Verteilung (Abbildung 42). Das Maximum der Häufigkeit liegt zwischen 70 und 100, der Mittelwert beträgt 101. Dies entspricht nach den Daten von Tullos & Reid (1969) einem Ton-Sandgemisch. Die vierte Schicht besitzt eine Mächtigkeit von 254 cm. Die mittlere P-Wellengeschwindigkeit und Dichte dieser Schicht ist geringer als die der dritten Schicht. Der Mittelwert des Q-Faktors dieser Schicht ist mit 69 ebenfalls geringer als der Q-Faktor der dritten Schicht. Die Verteilung der Q-Werte der vierten Schicht zeigt Abbildung 43. In der fünften Schicht steigt der Q-Faktor wieder an. Diese Schicht liegt

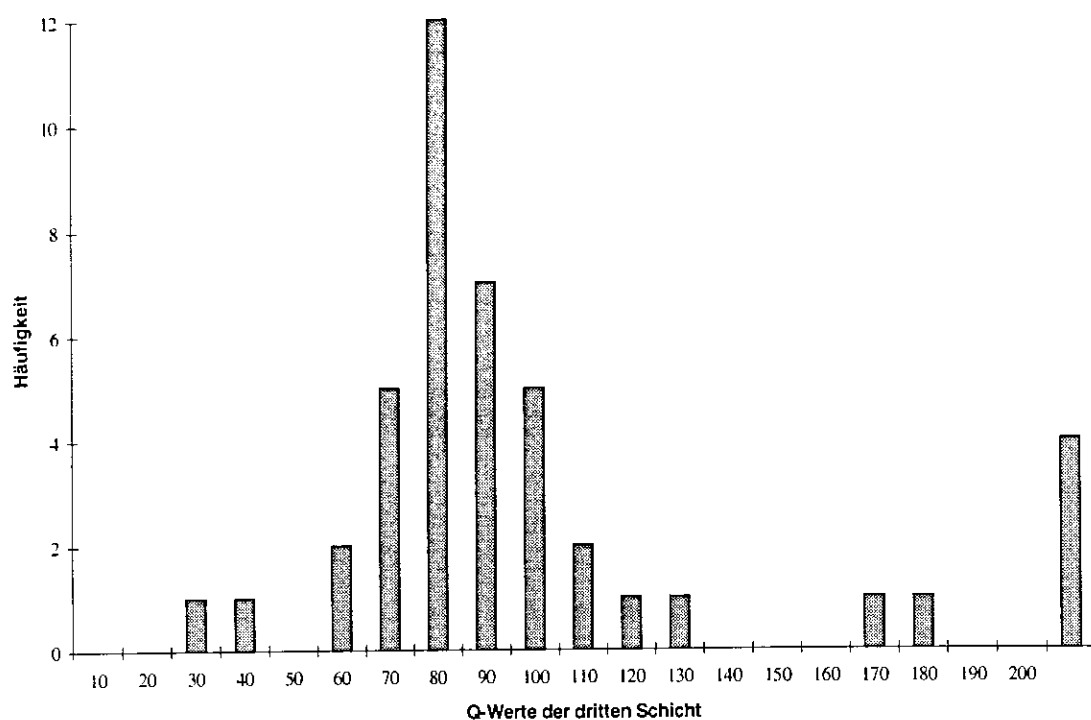


Abbildung 42: Häufigkeitsverteilung der berechneten Q Werte für die dritte Schicht.

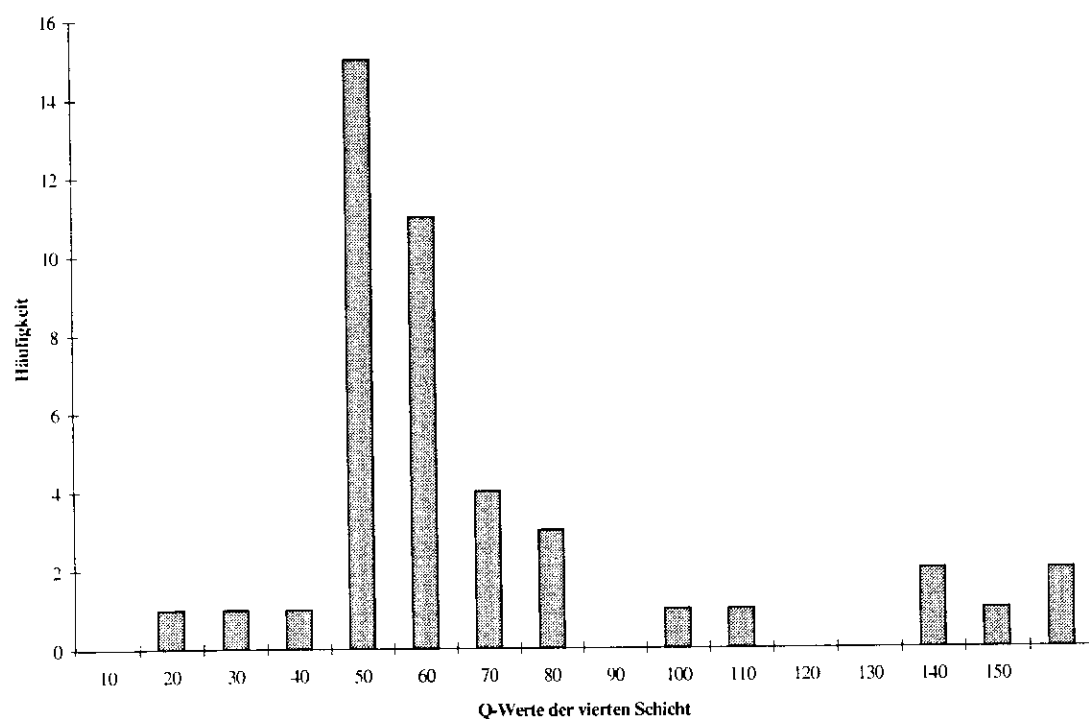


Abbildung 43: Verteilung des Q -Faktor der vierten Schicht des Profils 569. Der Mittelwert des Q -Faktors beträgt 68, die Standardabweichung 48.

4. Ergebnisse

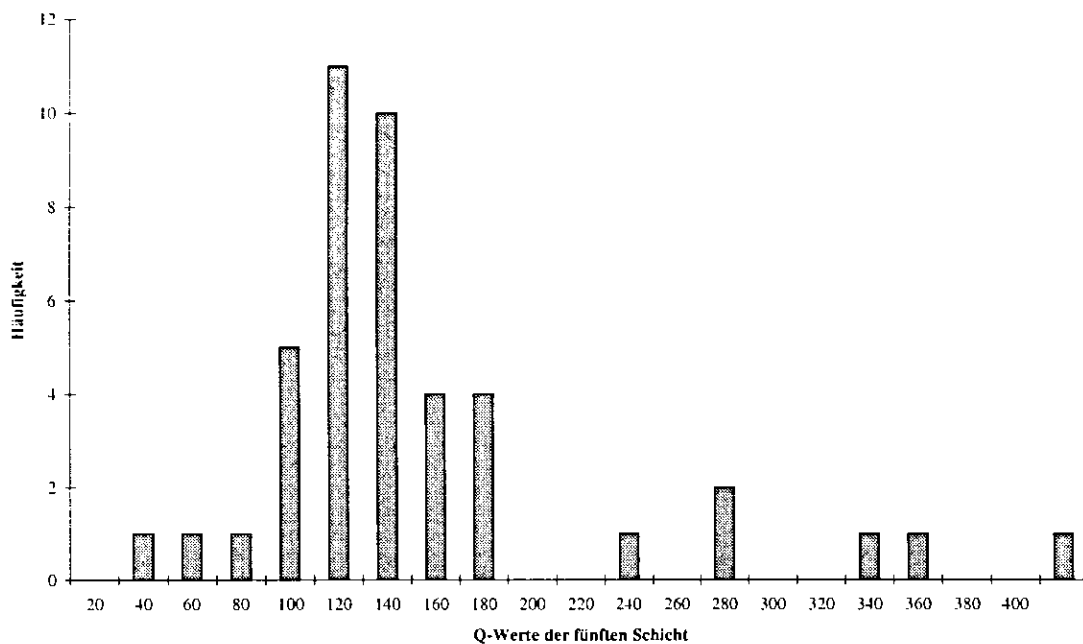


Abbildung 44: Verteilung der Q-Faktoren der fünften Schicht des Profils 569.

unterhalb der durch die Kernentnahme beprobten Teufe. Der Mittelwert des Q-Faktors für die Schicht beträgt 151 die Standardabweichung 102. In Abbildung 44 ist zu sehen, daß die Maxima zwischen 100 und 180 liegen. Mit dem stetigen Ansteigen der Geschwindigkeit und Dichte von der ersten zur dritten Schicht steigt auch der Q-Wert an (Tabelle 3). Dies entspricht experimentellen Ergebnissen, nach denen der reziproke Wert von Q mit steigender Dichte und Geschwindigkeit abnimmt (Schön, 1983). Die niedrigere mittlere P-Wellengeschwindigkeit und Dichte der vierten Schicht spiegelt sich auch in dem niedrigeren Q-Faktor wieder. Die fünfte Schicht weist wieder einen höheren Q-Faktor auf, so daß hier der Q-Faktor mit der Tiefe zunimmt. Die Ergebnisse weisen darauf hin, daß aus der Bestimmung von Q-Faktoren Rückschlüsse auf den Geschwindigkeits- und Dichte-Tiefenverlauf gezogen werden können.

Schicht	Tiefe	P-Wellengeschwindigkeit	Dichte	Q-Faktor
	[m]	[m/s]	[g/cm ³]	
1	0-0,9	1496	1.73	15
2	0,92-2,04	1514	1.85	40
3	2,06-3,36	1531	1.93	100
4	3,38-5,90	1507	1.88	69
5				151

Tabelle 3: Mittelwerte der P-Wellengeschwindigkeit, Dichte und des Q-Faktors für die einzelnen Schichten.

Die Schwankungen bei der Bestimmung der Q-Faktoren sind unter anderem durch Schichteinflüsse zu begründen. Fehler können durch Multiplen und Gradientenschichten auftreten (Wiederhold, 1986). Der Gesamtfehler bei der Bestimmung des seismischen Gütefaktors Q liegt bei $\pm 25 \%$.

4.2. Geologische Strukturen des ostgrönländischen Kontinentalhanges

Die Rücken der Grönland- Hovgaard- und Molloy-Bruchzone unterteilen das Arbeitsgebiet in Becken. Deutlich erkennbar sind die Bruchzonen mit den dazugehörigen Rücken und der Tiefseeberg "Vesteris Banken" (Abbildung 45). Die Grönland-Bruchzone hat eine Länge von insgesamt 255 km bei einer Streichrichtung von 330° und einer durchschnittlichen Breite von 33 km. Der Hauptteil des Scheitels erstreckt sich in ca. 2000 m Wassertiefe. Die südlichen Flanken (Hangneigung 1:4) des Rückens sind steiler als die nördlichen (Hangneigung 1:10).

Die Hovgaard-Bruchzone liegt am südwestlichen Rand der Grönland-Spitzbergen-Schwelle. Sie ist zweigeteilt, wobei die Streichrichtung von 308° unverändert bleibt. Der südliche Teil der Hovgaard Störungszone hat eine Länge von 100 km, eine Breite von maximal 25 km und eine mittlere Wassertiefe von 1200 m. Der nördliche Abschnitt erstreckt sich über eine Länge von 60 km und ist bis 15 km breit. Die durchschnittliche Wassertiefe erreicht 1.300 m und ist damit etwas tiefer als im Norden. Zwischen den Rückenabschnitten nimmt die Wassertiefe mit 2.600 m deutlich zu und könnte damit eine 51 km breite Durchlaßstelle für Bodenwassermassen sein. Zwischen der Hovgaard- und der Molloy Störungszone, die ebenfalls ein Streichen von 308° zeigt, liegt der Grönland-Spitzbergen-Sill. An die Molloy Störungszone schließt sich die tiefste in einem nordischen bzw. arktischen Becken bekannte Senke (Molloy Senke) von 5.570 m an (Vogt, 1986, Eldholm & Myhre, 1977; Myhre et al., 1982; Myhre & Eldholm, 1988; Thiede, 1990).

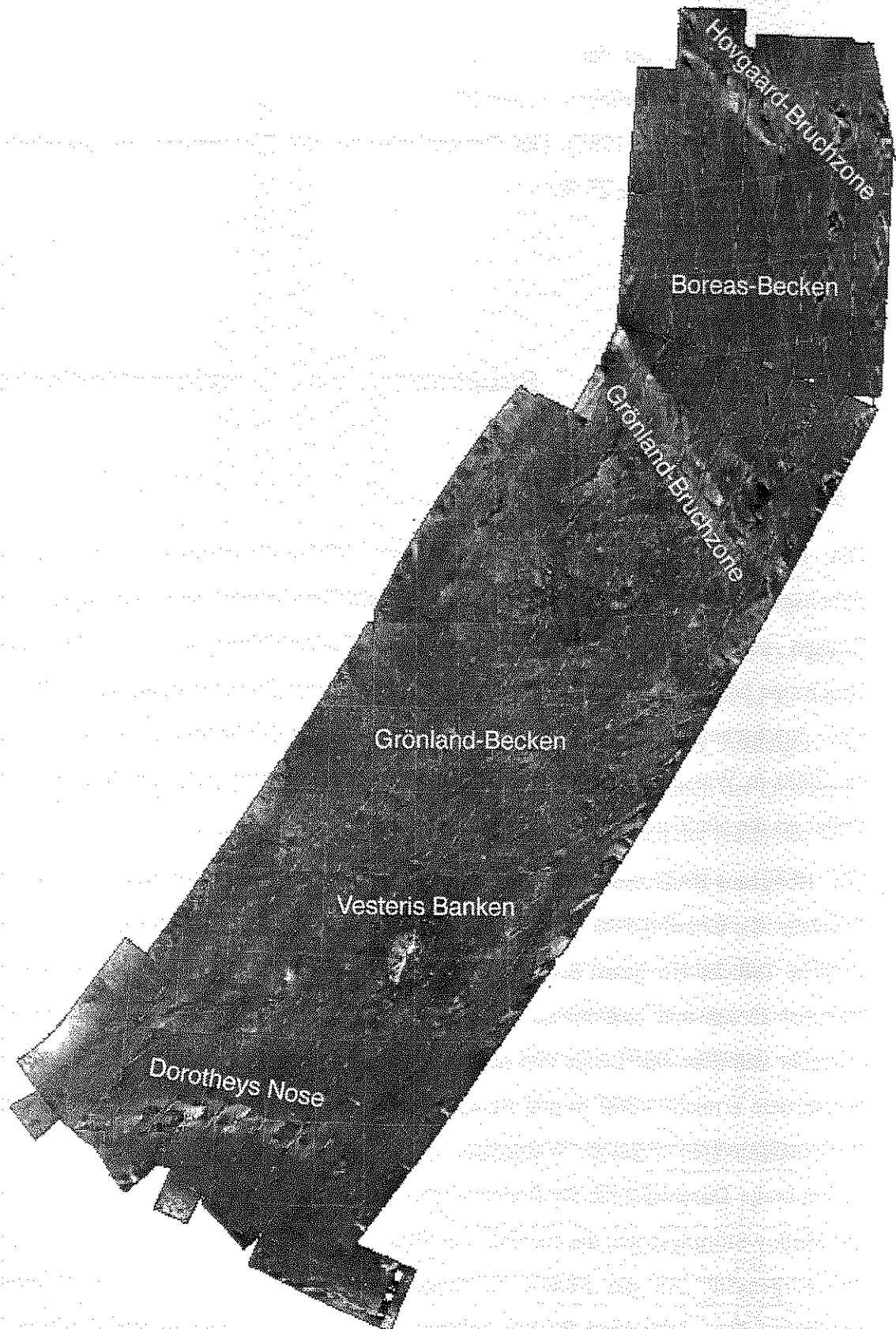


Abbildung 45: GLORIA-Aufzeichnungen zeigen das gesamte Arbeitsgebiet, wobei die Daten um den Faktor 6 und damit auch die Auflösung reduziert wurden. Dargestellt ist das Rückstreuungsvermögen des Meeresbodens.

Auf dem Grönland- und Hovgaard-Rücken sowie auf dem Rücken von "Dorotheys Nose" (nördlich der Jan-Mayen-Bruchzone) finden sich Plateaus in Wassertiefen zwischen 500 und 1.400 m. Die Entstehung der Plateaus ist ungewiß. Die Einebnung der Plateaus geschah wahrscheinlich während der Meeresspiegeltiefstände und der subaerischen Exponierung der Rücken. Der Mohns- wie auch der Knipovich-Rücken gehören zum Mittelozeanischen Rücken-System. Der Mohns-Rücken erstreckt sich über eine Länge von 575 km und eine Breite von 200 km mit symmetrischen Flanken. Die flachste Stelle auf dem Rücken (573 m) wird als "Boyd Bank" bezeichnet. Der Knipovich-Rücken ist 600 km lang und durch einzelne submarine Berge charakterisiert (Vogt, 1986). Dieser Rücken ist zum Teil mit Sedimenten bedeckt die unter anderem vom ostgrönländischen Kontinentalhang stammen. Die Ausläufer des Mohns- und Knipovich-Rückens sind am westlichen Rand des Arbeitsgebietes durch anstehendes Gestein gekennzeichnet. Die Rücken bilden natürliche Barrieren für die südwärts fließenden Tiefenwassermassen und haben daher einen Einfluß auf ihre Fließrichtung. Die steilen Flanken der Rücken sind durch schmale, tiefe Kanäle gekennzeichnet. Diese Kanäle weisen auf eine N-S gerichtete Erosion und liegen weitgehend parallel zu dem südgerichteten Strom kalter Wassermassen aus der Arktis.

Die Plateaus der Grönland- und Hovgaard-Rücken (Abbildung 48, 50; 51) sowie von "Dorotheys Nose" (Abbildung 46, 47) weisen einen geringen DN-Wert auf. Er liegt im Mittel zwischen 58-63. Der westliche Teil von "Dorotheys Nose" (Abbildung 47) ist stärker zerklüftet als der östliche Teil. Sowohl "Dorotheys Nose" als auch der Grönland-Rücken nehmen von Osten nach Westen in der Breite zu. Der westliche Teil des Hovgaard-Rückens wird genauso wie die anderen Rücken von Osten nach Westen breiter. Auf den steilen Flanken der drei Rücken sind Erosionsrinnen erkennbar. Diese treten besonders deutlich am westlichen Teil des Hovgaard-Rücken auf. Die Rückstreuung der Flanken weisen DN-Werte zwischen 70 und 85 auf. Ein Grund für diese hohen Werte dürfte die geringe Sedimentmächtigkeit sein, wobei der DN-Wert aber auch mit zunehmender Härte, bzw. Rauigkeit des Untergrundes ansteigen kann. Die Ursache für die geringe Sedimentdecke ist unter anderem die Erosion durch Bodenströmungen. Der im südöstlichen Teil des Grönland-Beckens liegende Intraplattenvulkan "Vesteris Banken" weist in seinem oberen Teil eine sehr hohe

Rückstreuung (DN-Wert um 150) auf. Die Rückstreuung nimmt zur Tiefseebene hin ab. Am nordwestlichen Fuß von "Vesteris Banken" besitzt die Rückstreuung nur noch DN-Werte um 100. Am restlichen Fuß des Tiefseeberges liegen die DN-Wert sogar nur noch zwischen 50 und 60. Die Ursache für die geringere Rückstreuung der Flanken ist wahrscheinlich die geringe Sedimentmächtigkeit (Antonow, 1995; Cherkis et al., 1994; Hempel et al., 1991). Im Süden von "Vesteris Banken" schließt sich eine rückenförmige Struktur an, die sich ca. 400 m über den Meeresboden erhebt. Hierbei handelt es sich um eine basaltische Schwelle (Antonow, 1995). Deutlich wird, daß die DN-Werte der Rückenflanken und von die "Vesteris Banken" deutlich über dem Mittelwert für das gesamte Arbeitsgebiet liegen (Tabelle 4). Am gesamten westlichen Rand des Arbeitsgebietes (Abbildung 48, 50, 51, 52, 69) ist anstehendes Gestein ("outcrops") zu vermuten. Dies ist besonders im Grönland-Becken der Fall, wo es sich um die Ausläufer des Mohns- bzw. Knipovich-Rückens handelt. Die DN-Werte für diese Gebiete liegen zwischen 60 und 70.

Ausschnitt	Nordwestliche Ecke	Südöstliche Ecke	Mittel-	mittlerer	Grenzen	Standard-	Mode	Schiefe
	der Karte	der Karte	wert	Wert		abweichung		
Karte 1	72° 30' 00" N 12° 00' 00" W	71° 00' 00" N 6° 00' 00" W	56	53	15-130	19	53	0,48
Karte 2	73° 00' 00" N 18° 00' 00" W	71° 30' 00" N 12° 00' 00" W	64	59	23-160	24	55	0,63
Karte 3	74° 00' 00" N 12° 00' 00" W	72° 30' 00" N 6° 00' 00" W	62	58	24-143	21	56	0,54
Karte 4	74° 30' 00" N 18° 00' 00" W	73° 00' 00" N 12° 00' 00" W	63	60	26-143	21	58	0,5
Karte 5	75° 30' 00" N 12° 00' 00" W	74° 00' 00" N 6° 00' 00" W	65	62	28-134	19	62	0,44
Karte 6	75° 00' 00" N 6° 00' 00" W	73° 30' 00" N 0° 00' 00" W	65	63	28-133	19	62	0,34
Karte 7	77° 00' 00" N 10° 00' 00" W	75° 30' 00" N 4° 00' 00" W	67	64	29-132	19	64	0,41
Karte 8	76° 30' 00" N 6° 00' 00" W	75° 00' 00" N 2° 00' 00" E	67	65	29-129	19	65	0,34
Karte 9	78° 00' 00" N 4° 00' 00" W	76° 30' 00" N 4° 00' 00" E	68	66	30-127	18	68	0,31
Karte 10	79° 30' 00" N 2° 00' 00" W	78° 00' 00" N 5° 00' 00" E	69	67	30-128	18	68	0,29
Gesamte Karte	79° 30' 00" N 18° 00' 00" W	71° 00' 00" N 5° 00' 00" E	64	62	15-160	18	68	0,29

Tabelle 4: Statistische Daten von DN-Werten für die verschiedenen Kartenausschnitte des Arbeitsgebietes (siehe Abbildung 19).

Die folgenden GLORIA-Aufzeichnungen zeigen das unterschiedliche Rückstreuungsvermögen des Meeresbodens, dieses ist unter anderem von der Morphologie und der Oberflächenrauigkeit und damit auch von den Korngrößenverteilungen des Meeresbodens abhängig.

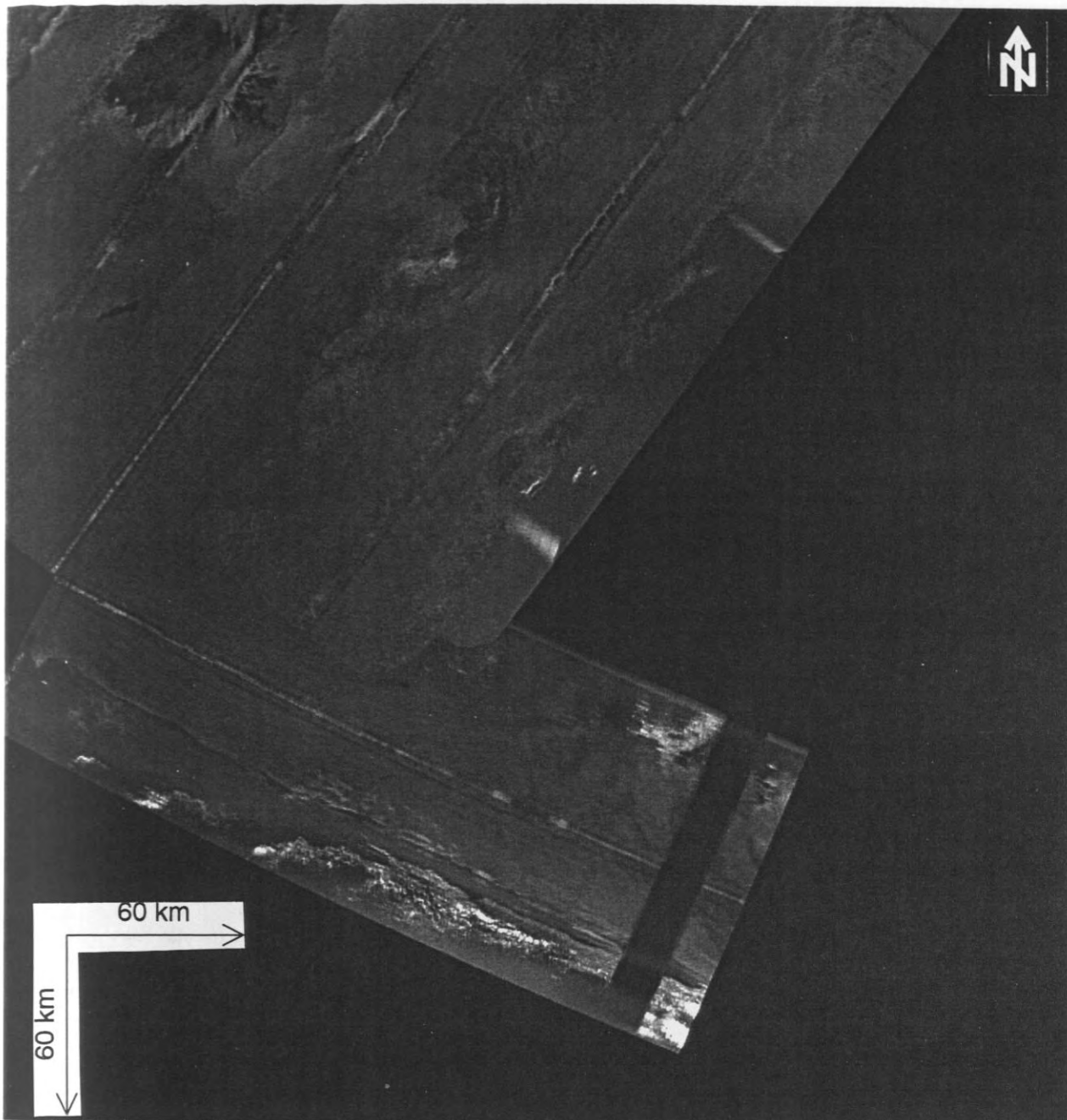


Abbildung 46: Der hier zu sehende Ausschnitt 1 (Abbildung 19) zeigt den östlichen Teil von "Dorotheys Nose" mit vereinzelt deutlich erhöhten Rückstreungen, die Rückenstrukturen anzeigen.

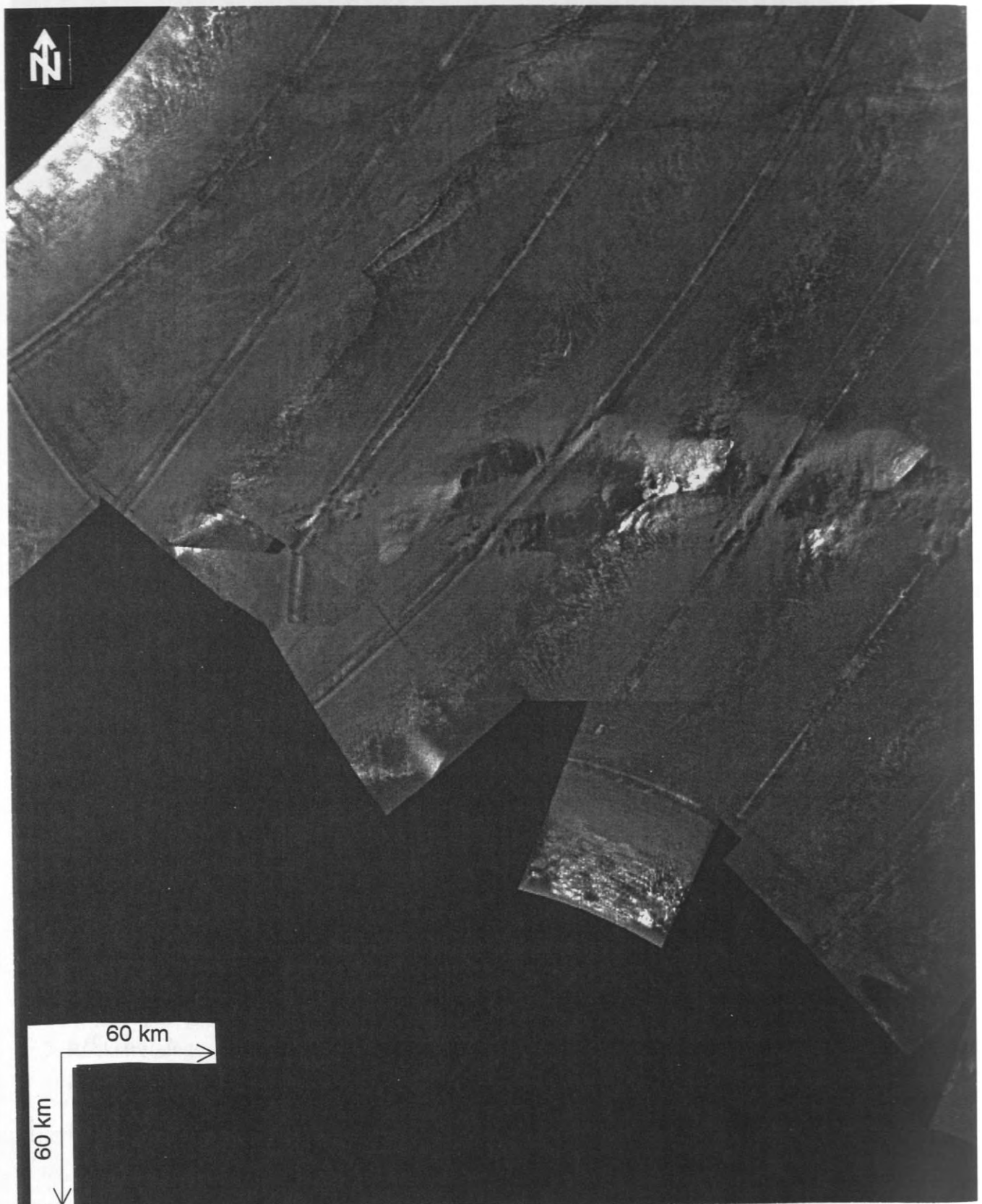


Abbildung 47: Ausschnitt 2 (Abbildung 19) aus dem GLORIA Mosaik zeigt den westlichen Teil von "Dorotheys Nose" und den südlichen Teil des Grönland-Beckens.



Abbildung 48: Auf dem Kartenausschnitt Nr. 8 (um 90° gegen den Uhrzeigersinn gedreht) (Abbildung 19) wird der östliche Teil der Grönland Störungszone sowie einen Teil des Grönland- und Boreas-Becken gezeigt.

4.3. Boreas-Becken

Das Boreas-Becken (Abbildung 48, 50, 51) wird durch die Rücken der Grönland- und Hovgaard-Bruchzone begrenzt. Homogene Rückstreuungs- und markante Interferenzmuster prägen das Becken. Derartige Muster wurden unter anderem auch in der Bering See nachgewiesen (Huggett, et al., 1992). Interferenzmuster, die über eine so große Fläche (ca. 32.000 km²) wie im Boreas-Becken ausgedehnt sind, wurden bisher nur in der Bering See entdeckt. Die Interferenzmuster treten auf, wenn Strahlen den Meeresboden durchdringen, um von einer tieferliegenden Schicht reflektiert zu werden. Die Entstehungsursache sind multiple Wellenpfade. Aus den unterschiedlichen Interferenzmustern lassen sich Rückschlüsse auf die Lage der ersten Grenzschicht (Abbildung 49) ziehen.

Den Interferenzmustern im Boreas-Becken können zwei verschiedene Meeresbodenuntergrundstrukturen zugeordnet werden. Im Norden und Süden des Beckens wird das Muster durch eine Sedimentschicht verursacht, die nach Norden hin einfällt (Abbildung 49 Beispiel b). Im mittleren Teil des Boreas-Beckens deutet das Interferenzmuster dagegen auf eine Sedimentschicht hin, die nach Westen hin einfällt (Abbildung 49 Beispiel c). In der Aufzeichnungsbreite ("range") zwischen 10 und 20 km sind im Norden und Süden des Boreas-Beckens 5 Interferenzstreifen zu erkennen. Daraus ergibt sich mit Hilfe von Abbildung 15 eine Schichtmächtigkeit von ca. 3 m für die erste Schicht. Für den mittleren Teil des Boreas-Beckens ergibt sich eine maximale Mächtigkeit der ersten Schicht von ca. 5 m. Der Abstand der Interferenzstreifen nimmt in Richtung auf den ostgrönländischen Kontinentalrand zu, was darauf schließen läßt, daß die Mächtigkeit mit zunehmender Entfernung vom Kontinentalrand zunimmt (Huggett et al., 1992).

Am westlichen Teil des Hovgaard-Rückens (Abbildung 50 und 70) ist ein Kanal zu erkennen, der sich bis in die Mitte des Beckens hineinzieht. Der Kanal weist nur eine geringe Rückstreuung (DN-Werte 34-64) auf und ist vermutlich mit feinkörnigem Sediment aufgefüllt.

Die Ausläufer des Knipovich-Rückens erstrecken sich bis in den mittleren Teil des Boreas-Beckens. Die "outcrops" stimmen mit bathymetrischen Karten überein. Am nord-

westlichen Rand des Boreas-Becken (Abbildung 50) sind mehrere kreisförmige Strukturen mit einer sehr hohen Rückstreuung (DN-Wert um 150) zu erkennen. Sie besitzen Durchmesser von bis zu 1000 m. Hierbei kann es sich um Kalkausfällungen und -Krusten im Bereich von Gasaustrittszonen handeln.

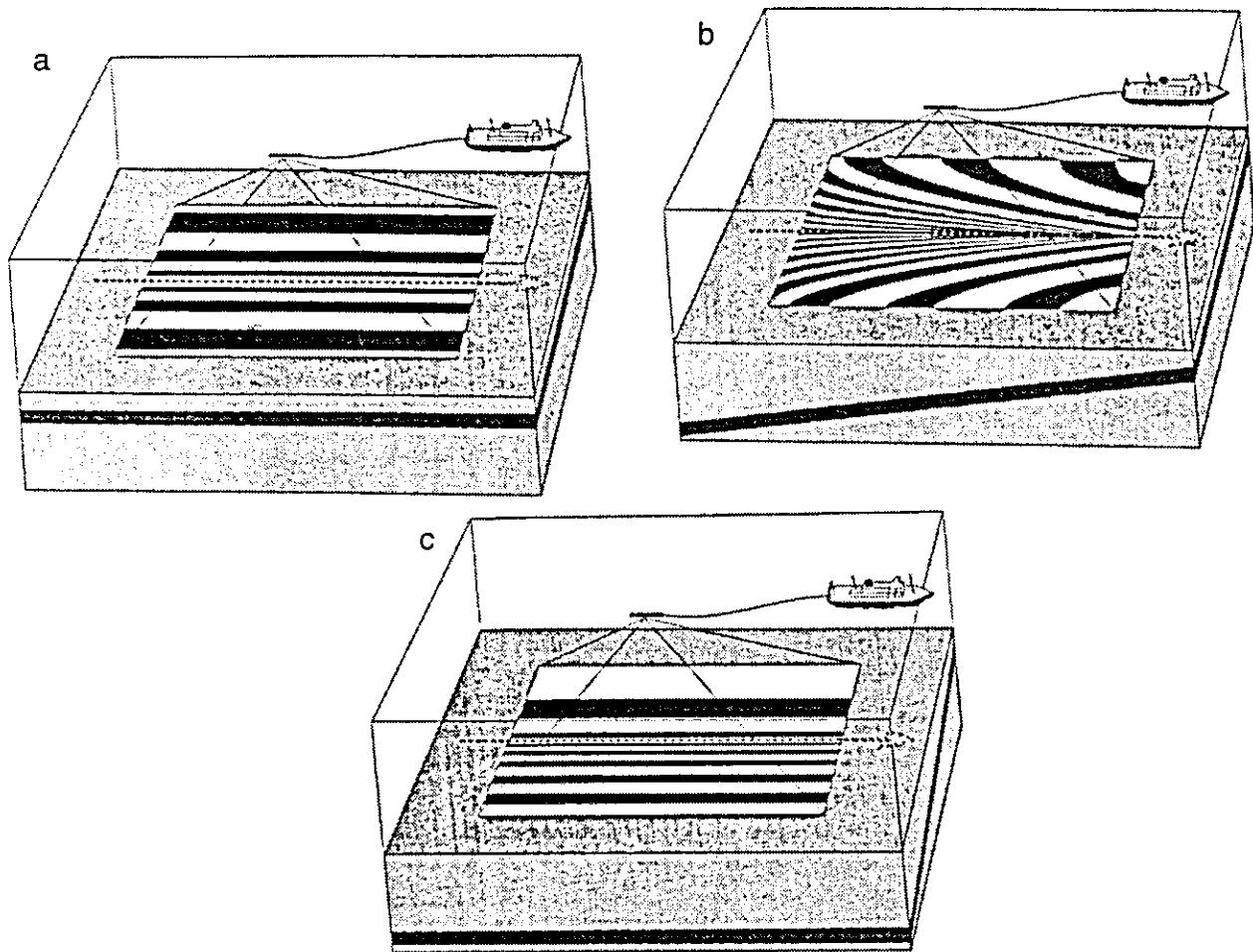


Abbildung 49: Die Darstellung zeigt die unterschiedlichen Interferenzmuster in Abhängigkeit von den Sedimentlagen a) parallel, ebene Sedimentlagen, b) Neigung der Sedimentlage entlang der Profilinie, c) Neigung der Sedimentlage quer zur Profilinie.



Abbildung 50: Karte Nr. 9 (Abbildung 19) (um 90° gegen den Uhrzeigersinn gedreht) zeigt den westlichen Teil der Grönland-Störungszone und den südlichsten Teil des Boreas-Beckens mit seinem ausgeprägtem Interferenzmuster.

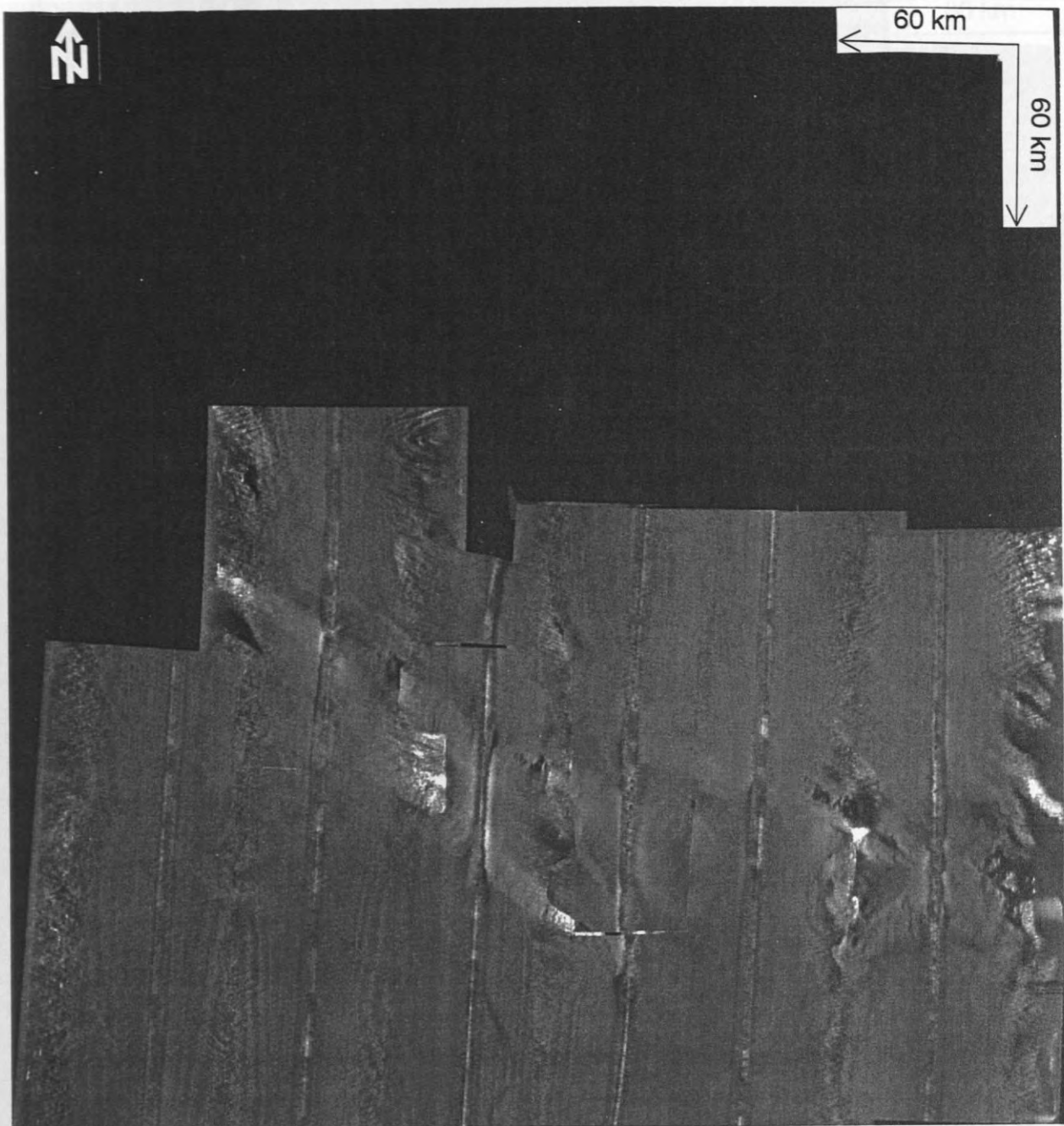


Abbildung 51: Karte Nr. 10 (Abbildung 19) zeigt unter anderem die markante Zweiteilung der Hovgaard Störungszone, die das Boreas-Becken nach Norden abgrenzt.

4.4. Grönland-Becken

4.4.1. Rinnensysteme

Im Grönland-Becken (Abbildungen 46, 47, 48, 50, 52, 53, 60, 61, 69) sind am südwestlichen Rand mehrere kleine Kanäle zu erkennen (Abbildungen 47,53,70), die sich in Richtung Becken zu zwei größeren Kanälen vereinigen. Die Kanäle bilden die Haupttransportwege von hangabwärtsgerichteten Suspensionsströmen ("turbidity currents"). Die beiden Kanäle vereinen sich weiter östlich zu einem einzigen Kanal (Abbildung 52). Dieser erstreckt sich dann westlich an "Vesteris Banken" vorbei in das nördliche Grönland-Becken. Ein Teil des Kanals wurde mit dem PARASOUND Sedimentecholot näher untersucht (Abbildung 54-58). Dabei zeigte sich, daß sich der Querschnitt des Turbiditkanals von V-förmig nach U-förmig verändert. Die Aufzeichnungen zeigen bis zu 120 m tiefe und bis zu 10 km breite Kanäle. Durch den zum Teil terrassenartigen Aufbau (Abbildung 54-58) lassen sich mehrere Turbiditereignisse vermuten. An einigen Stellen haben sich die für mäandrierende Flußsysteme typischen Flußbettformen wie Prall- und Gleithang gebildet (Abbildung 52). Prall- und Gleithänge entstehen durch unterschiedliche Fließgeschwindigkeiten innerhalb des Flußquerschnittes. Der Bereich größter Geschwindigkeit (Stromstrich) liegt bei geradem Verlauf in der Flußmitte. Durch die Zentrifugalkraft wird der Stromstrich zum Außenbogen hin verschoben. Am dortigen Prallhang wird Sediment erodiert. Auf der gegenüber liegenden Seite, dem Gleithang, wird sedimentiert (Richter, 1986). Auf den Seismogrammen ist zu erkennen, daß sich hier Levees gebildet haben. Diese entstehen durch das Überfließen der Suspensionsströme (Damuth, 1978). Dadurch wird zum großen Teil grobes Material am Hochufer ("raise bank") abgelagert. Aus dem „Levee“ und dem Flußbett des Kanals nordwestlich des Tiefseeberges "Vesteris Banken" wurde jeweils ein Großkastengreifer entnommen. An der Basis dieser Kerne wurden mehrere Aschen und Sandlagen gefunden (GIK23507-1). Eine dieser Aschenlagen entspricht wahrscheinlich der Vedde Asche, die ein Alter von ca. 10.600 Jahren (Mangerud et al, 1984) anzeigt. Daher wird vermutet, daß der letzte Turbiditstrom durch diesen Kanal

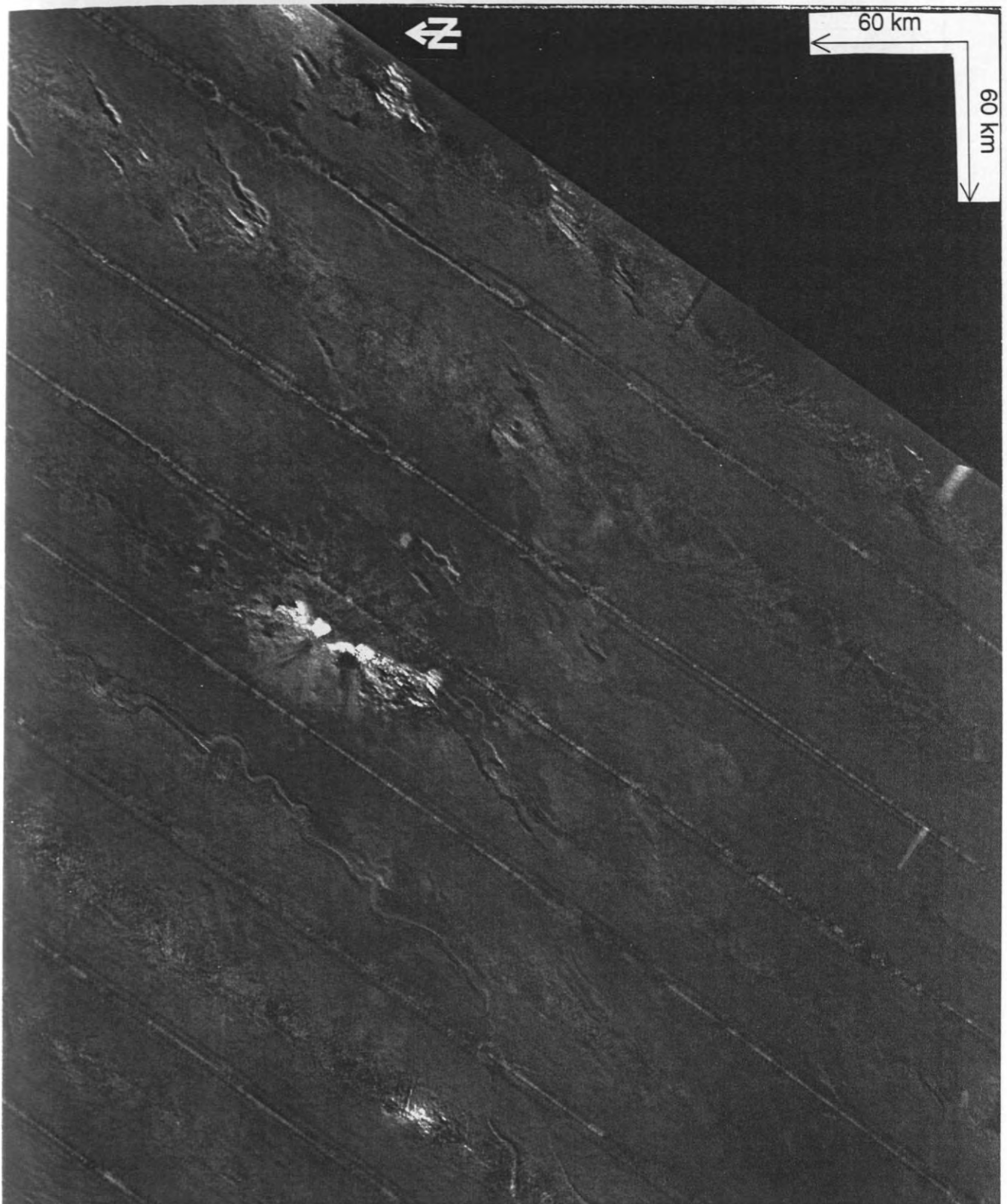


Abbildung 52: Kartenausschnitt Nr. 3 zeigt (Abbildung 19) (um 90° gegen den Uhrzeigersinn gedreht) unter anderem den Intraplatten Vulkan "Vesteris Banken" im Grönland-Becken und ein Teil des Turbidit-Kanalsystems.

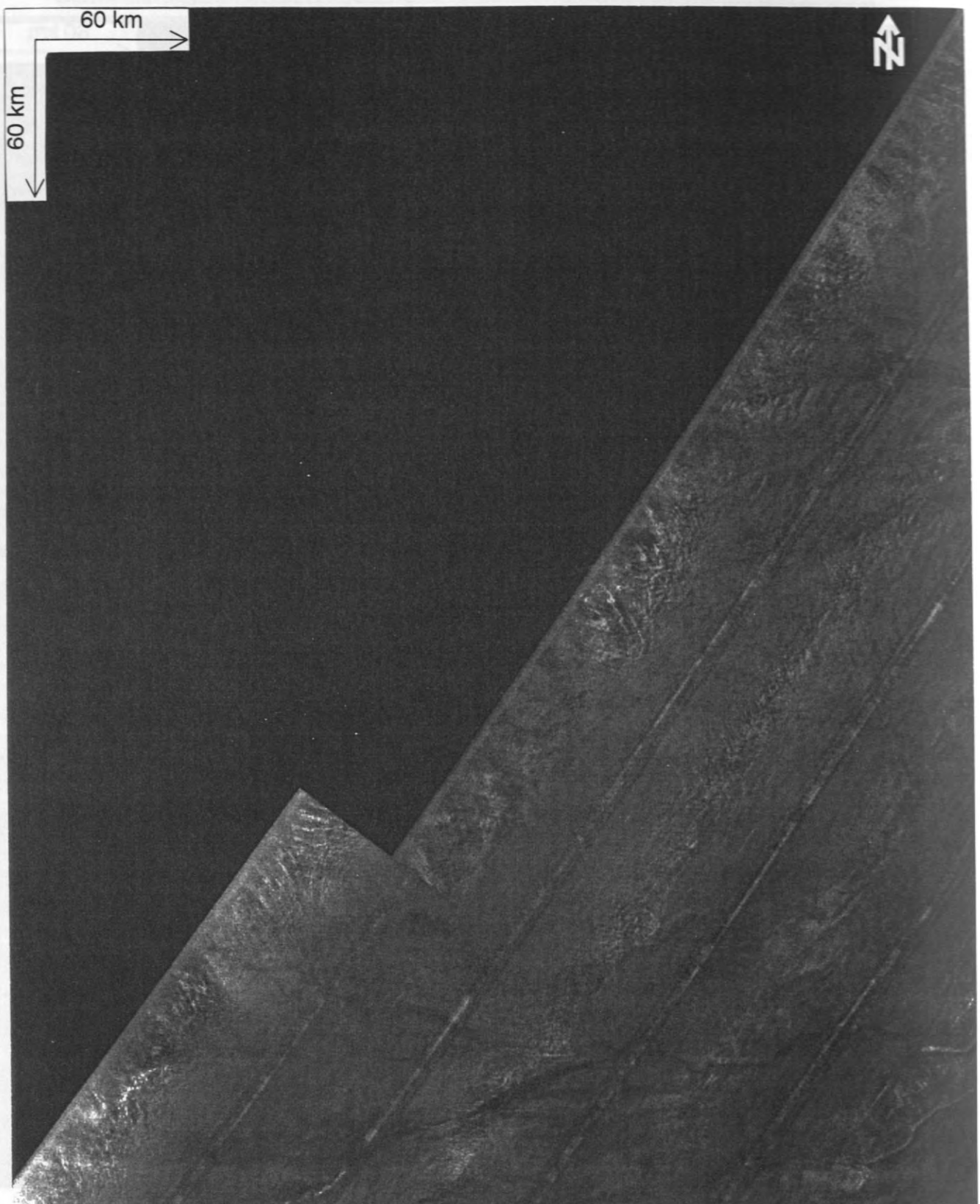


Abbildung 53: Der Kartenausschnitt Nr. 4 (Abbildung 19) zeigt einen Teil des Grönland-Beckens, mit einem Kanalsystem dessen Ursprung am südöstlichen Kontinentalhang Ostgrönlands liegt. Die Interferenzen am westlichen Rand sind durch unterschiedliche Schichten in der Wassersäule entstanden. Der Grund hierfür ist das Abschmelzen von See-Eis und die dadurch bedingte Wasserschichtenbildung.

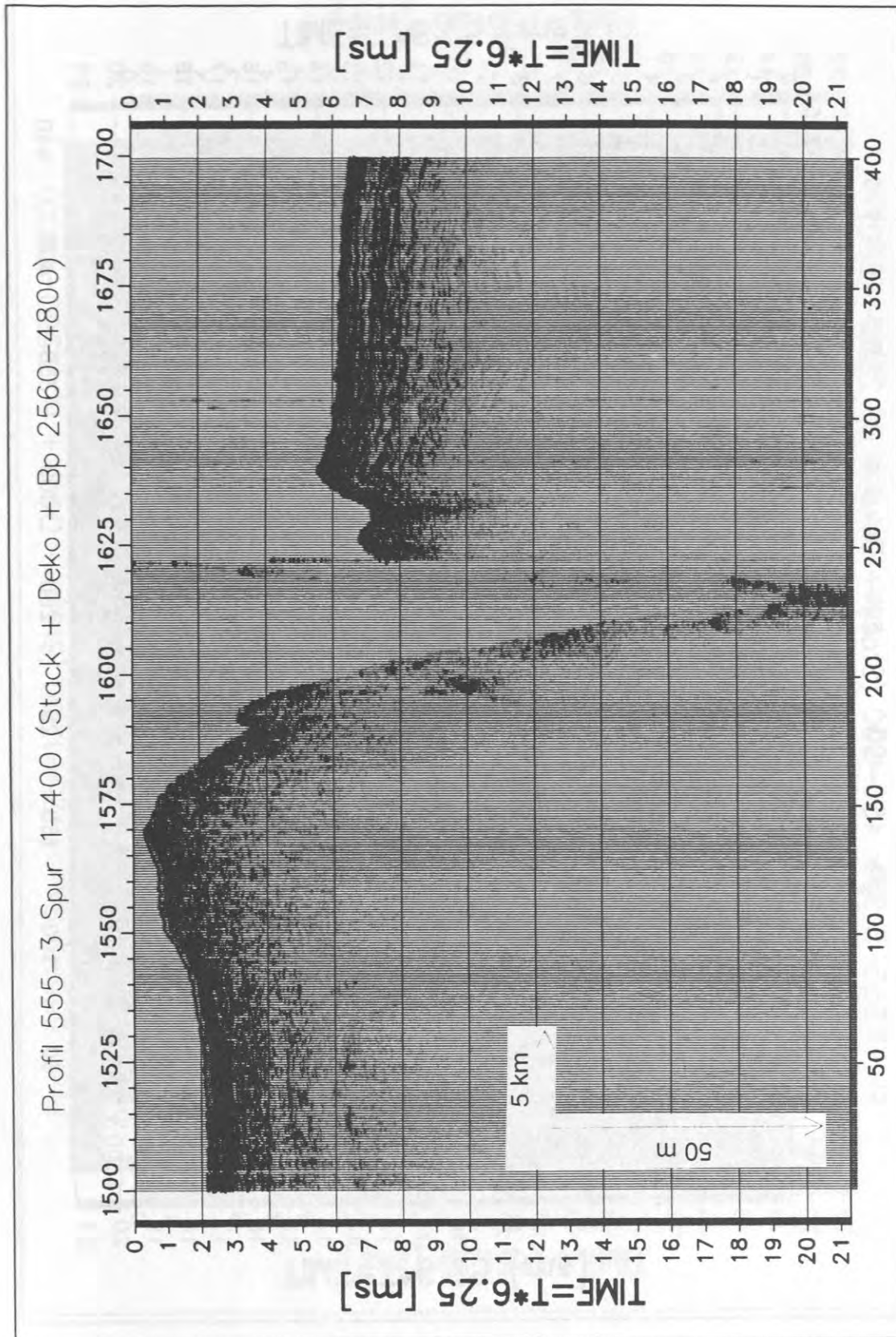


Abbildung 54: Profilausschnitt 555-3 zeigt einen Kanal in einer Wassertiefe von 3040 m ($73^{\circ} 34'N$ und $10^{\circ}03'W$).

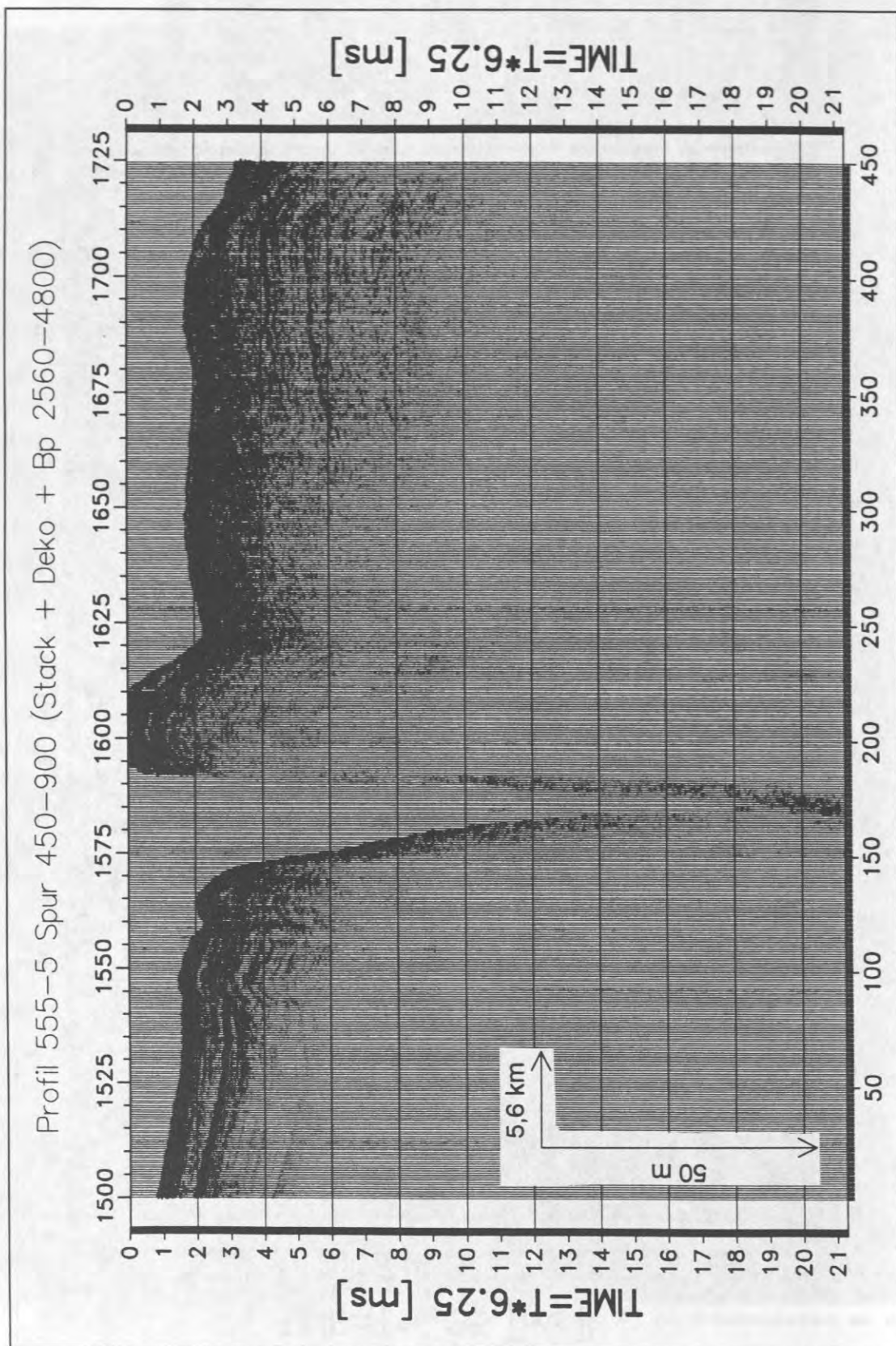


Abbildung 55: Profil 555-5 zeigt den Kanal von Abbildung 54 weiter nördlich, in einer Wassertiefe von 3010 m (73°35'N 9°56'W).

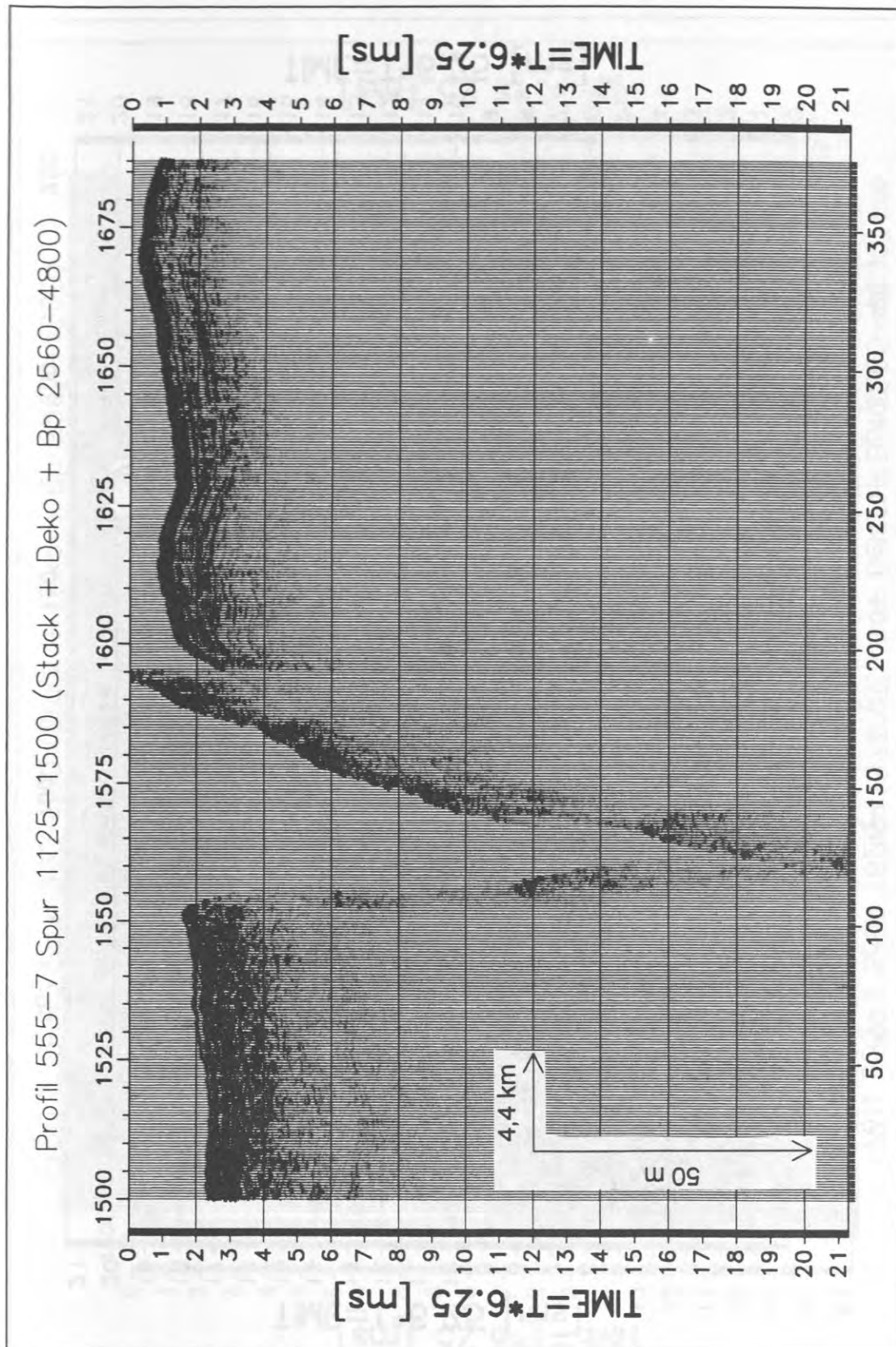


Abbildung 56: Profil 555-7 zeigt den Kanal in einer Wassertiefe von 3040 m (73° 38'N und 9° 54'W).

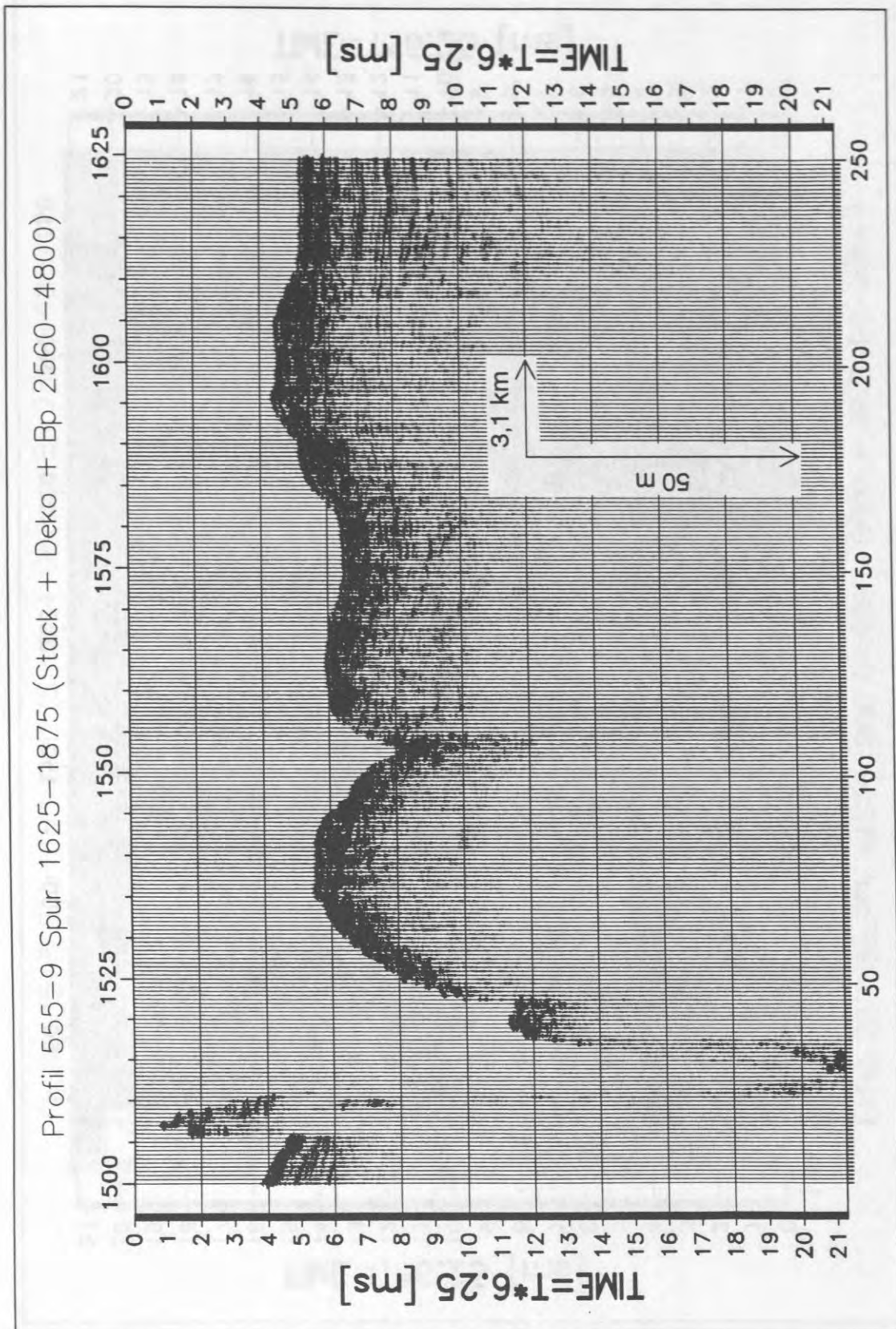


Abbildung 57: Profil 555-9 zeigt den Kanal in einer Wassertiefe von 3060 m (73°40'N und 9°50'W).

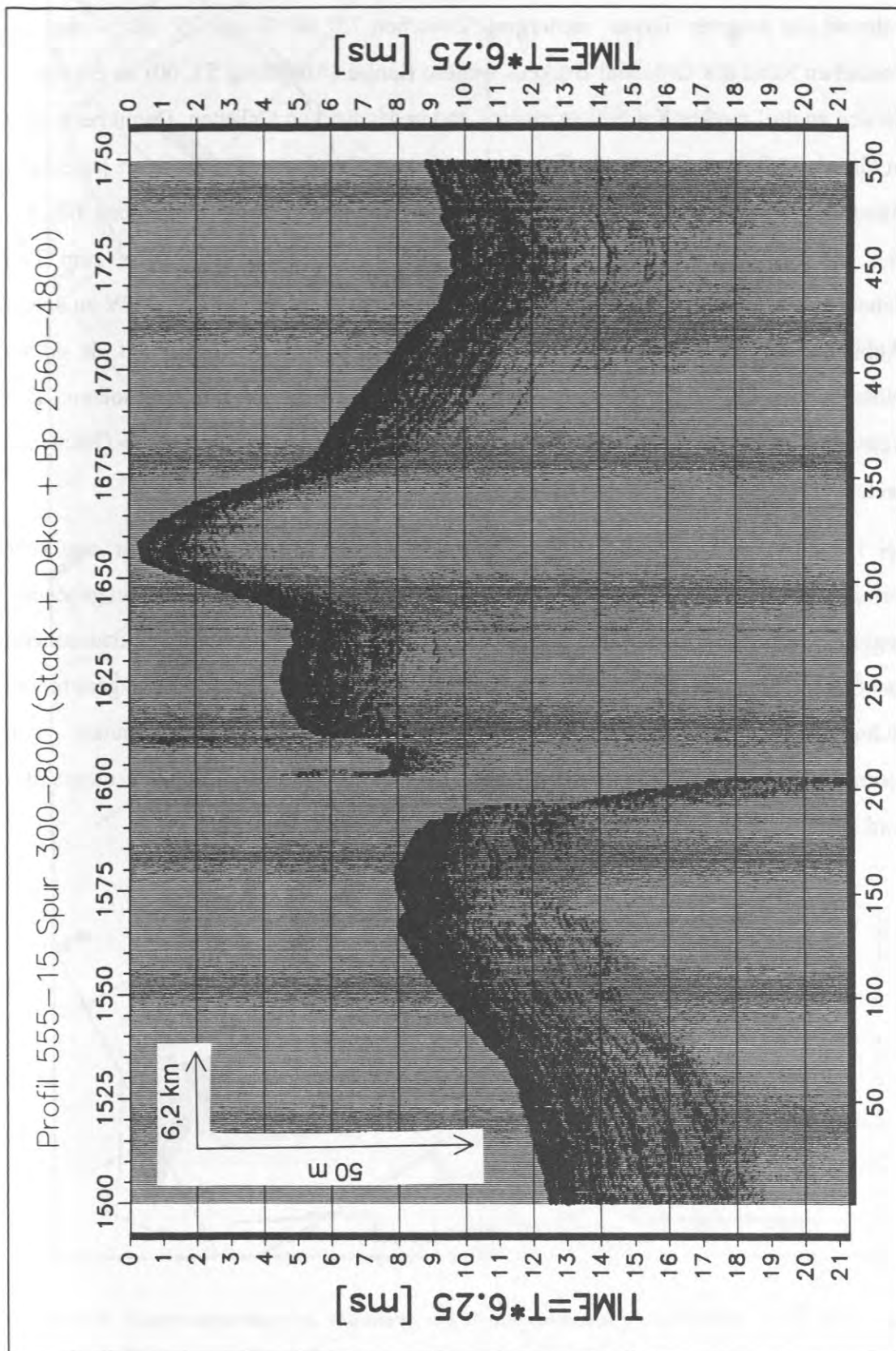


Abbildung 58: Profil 555-15 zeigt den Kanal bei 73°47'N und 9°34'W in einer Wassertiefe von 3055 m.

während der jüngeren Dryas niederging. Zwischen 73° 00' N und 75° 30' N sind am westlichen Rand des Grönland-Beckens weitere Kanäle (Abbildung 53, 60) zu erkennen, die sich zu drei großen Kanälen vereinigen und in das Becken abfließen. Damit herrschen im Grönland-Becken drei große Kanalsysteme vor (Abbildung 59). An ihren jeweiligen Mündungen teilen sich die Kanäle und bilden sogenannte „Loben“ (Abbildung 60, 61, 48). Die Größe der Loben liegt zwischen 29000 und 38000 km². Diese zum Teil fächerartigen Ablagerungssysteme sind besonders deutlich bei 76° N und 2° W zu sehen (Abbildung 48 und Abbildung 70). Sie weisen eine geringe Rückstreuung auf, da sie als Endlager der Turbiditströme nur sehr feinkörniges Material enthalten sollten. Die Weitwinkel-Seitensicht-Sonar Aufzeichnungen zeigen, daß die Kanäle des Grönland-Beckens zum Teil bis zu 300 km lang sind.

Bei 75° 20' N und 5° W liegt die südliche Grenze eines Gebietes, das nur eine sehr geringe Rückstreuung besitzt (Abbildung 48, 61) und sich deutlich von den umgebenden Regionen abhebt. Südlich der großen Kanäle sind die akustischen Rückstreuungen ebenfalls gering. Hier erstreckt sich vermutlich ein Endlager der südwärts gerichteten Sedimenttransporte durch Konturströme, was durch das Vorkommen von Sedimentwellen, die nicht in Beziehung zu Turbiditströmen stehen können, unterstützt wird (Kapitel 4.4.3. und 4.4.4).

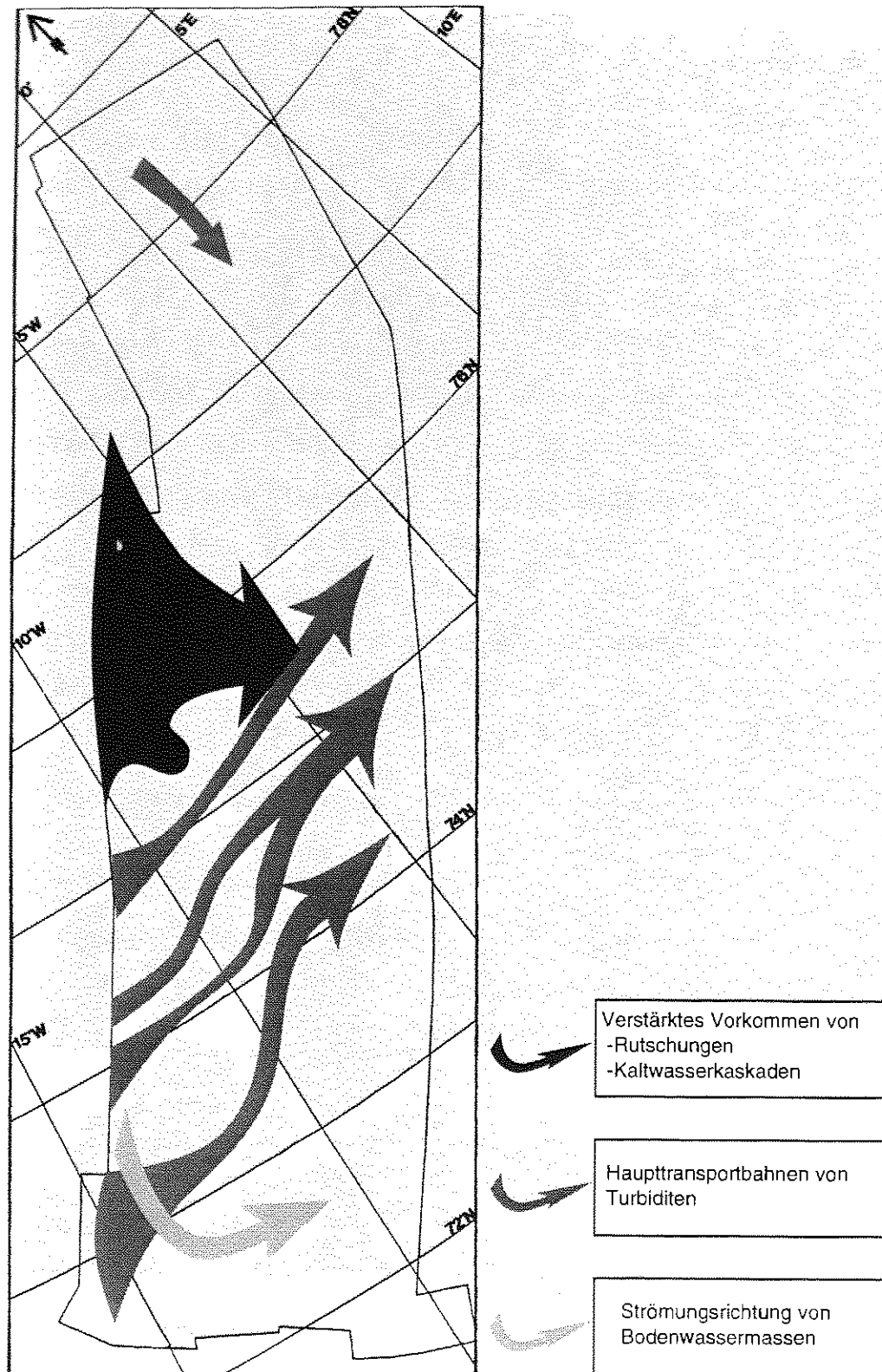


Abbildung 59: Haupttransportwege von Sedimenten vom Ostgrönländischen Kontinentalhang in die Tiefsee und Richtungen von Bodenwasserströmungen.

4.4.2. Rutschungen

Rutschungen gehören zu den Hauptprozessen für gravitativen hangabwärts gerichteten Sedimenttransport.

Im Nordwesten des Grönland-Beckens sind kleinere fächerartige Rückstreuungsmuster zu erkennen, die nicht in Verbindung zu Kanalsystemen stehen. Unterhalb der Belgica Strath sind Veränderungen in den Rückstreuungsmustern zu erkennen, die von hoher Rückstreuung am oberen Hang zu geringerer im mittleren Hangbereich reichen. Im mittleren Bereich deuten sichelartige Formen ein Sedimentwellenfeld an. Am untersten Teil des Hanges ist die Rückstreuung sehr gering (Abbildung 61). Das Rückstreuungsmuster im oberen Hang wird durch hangabwärts gerichtete Streifen unterbrochen. Diese Streifen sind denen ähnlich, die am norwegischen Kontinentalhang in Verbindung mit Kaltwasserkaskaden beobachtet wurden (Vorren, 1989). In diesem Gebiet ist die Hangneigung hoch (Abbildung 11), dies begünstigt die Entstehung von Rutschungen.



Abbildung 60: Der Ausschnitt Nr. 5 (Abbildung 19) (um 90° gegen den Uhrzeigersinn gedreht) zeigt einen Teil des ostgrönländischen Kontinentalhanges, mit einem deutlich entwickeltem Kanalsystem.

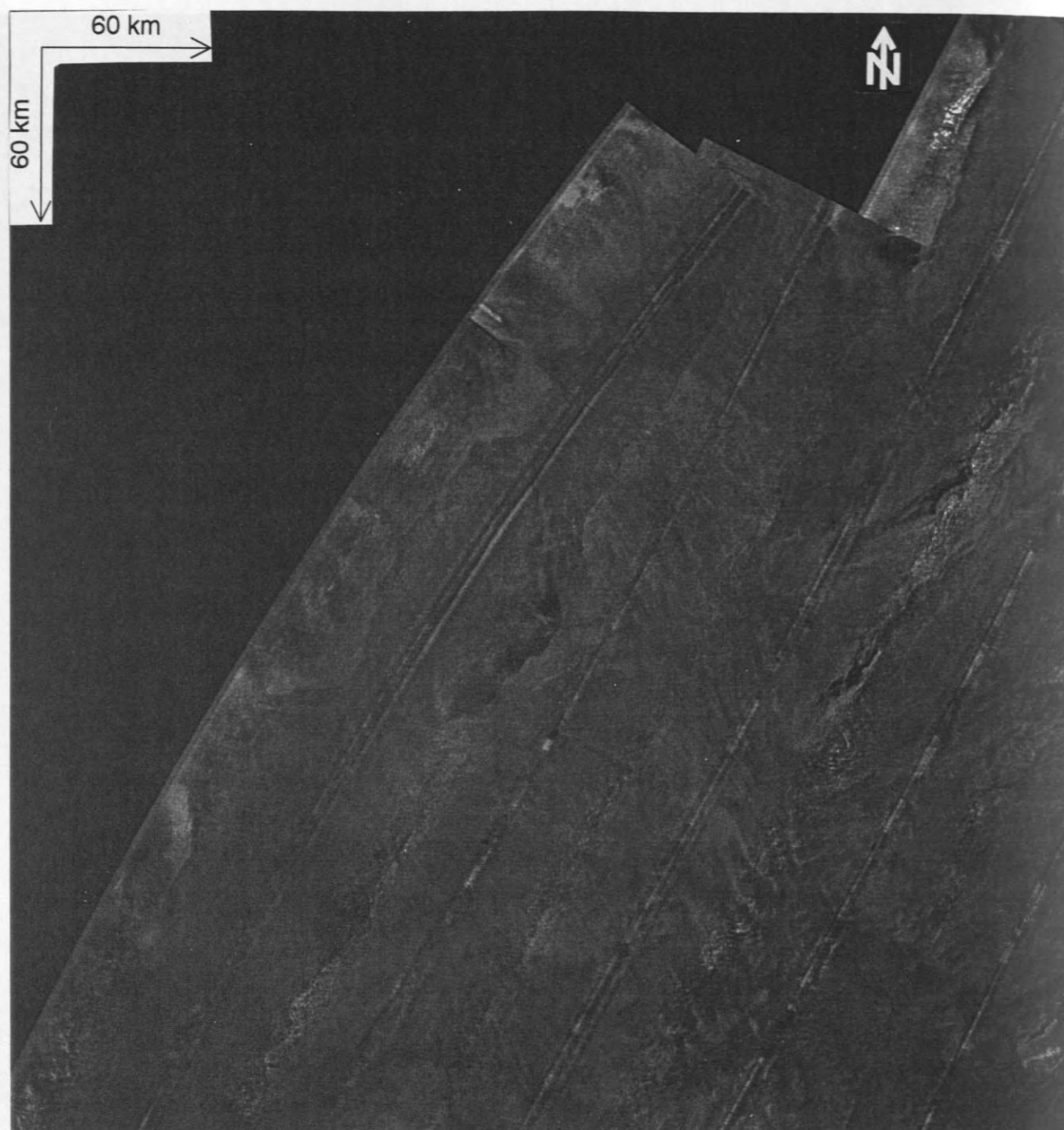


Abbildung 61: Kartenausschnitt Nr. 7 (Abbildung 19) liegt im nordwestlichen Teil des Grönland-Beckens, und gibt unter anderem Hinweise auf mögliche Rutschungen.

4.4.3. Sedimentwellen im Einflußbereich von Turbiditströmen

Sedimentwellen können verschiedene Ursachen haben, sie können durch Bodenwasserströmungen oder Turbiditströme entstehen (Flood, et al., 1993). In den GLORIA Aufzeichnungen des ostgrönländischen Kontinentalhangs wurden Hinweise auf beide Entstehungsarten gefunden. Die durch Turbiditströme verursachten Sedimentwellen entstehen durch ein "Überfließen" der Suspensionsströme am Kanalrand. Sedimentwellen wurden nur im Grönland-Becken gefunden. Der genaue Grund dafür, daß im Boreas-Becken keine Sedimentwellen gefunden wurden, ist nicht bekannt. Ursachen hierfür könnten unter anderem eine geringfügig unterschiedliche Sedimentzusammensetzung sein. Da z. B. ein höherer Tonanteil oder auch eine höhere Kohäsion der Sedimente die Entstehung von Sedimentwellen erschwert. Ein weiterer Grund könnten unterschiedliche Geschwindigkeiten von Tiefenströmungen sein. Durch das Abströmen der Bodenströmungen über den Grönland-Rücken in das Grönland-Becken treten höhere Strömungsgeschwindigkeiten auf. Dies ist vermutlich beim Hovgaard-Rücken nicht der Fall, da er zweigeteilt ist und somit eine Durchlaßstelle für die Tiefenströmungen bietet. Eine höhere Strömungsgeschwindigkeit fördert die Bildung von Sedimentwellen. Ein weiterer Grund könnte eine unterschiedliche Tiefenkonvektion von Wassermassen sein, die durch die unterschiedliche See-Eisbedeckung der beiden Becken möglich ist. Dies würde vermutlich zu einer intensiveren Tiefenkonvektion im Grönland-Becken führen.

Besonders deutlich sind Sedimentwellen auf den Levees des Kanals westlich von "Vesteris Banken" zu erkennen (Abbildung 52 und 70). In Abbildung 62 sind Sedimentwellen zu erkennen, die durch einen Turbiditstrom verursacht wurden. Das Seismogramm zeigt, daß die Sedimentwellen eine Wellenlänge von ca. 1 km und eine Amplitude von ca. 5m besitzen. In den GLORIA Aufzeichnungen sind diese Sedimentwellen leider nicht zu identifizieren. Die Strahlen des GLORIA-Systems treffen nämlich in einem ungünstigen Winkel die Sedimentwellen.

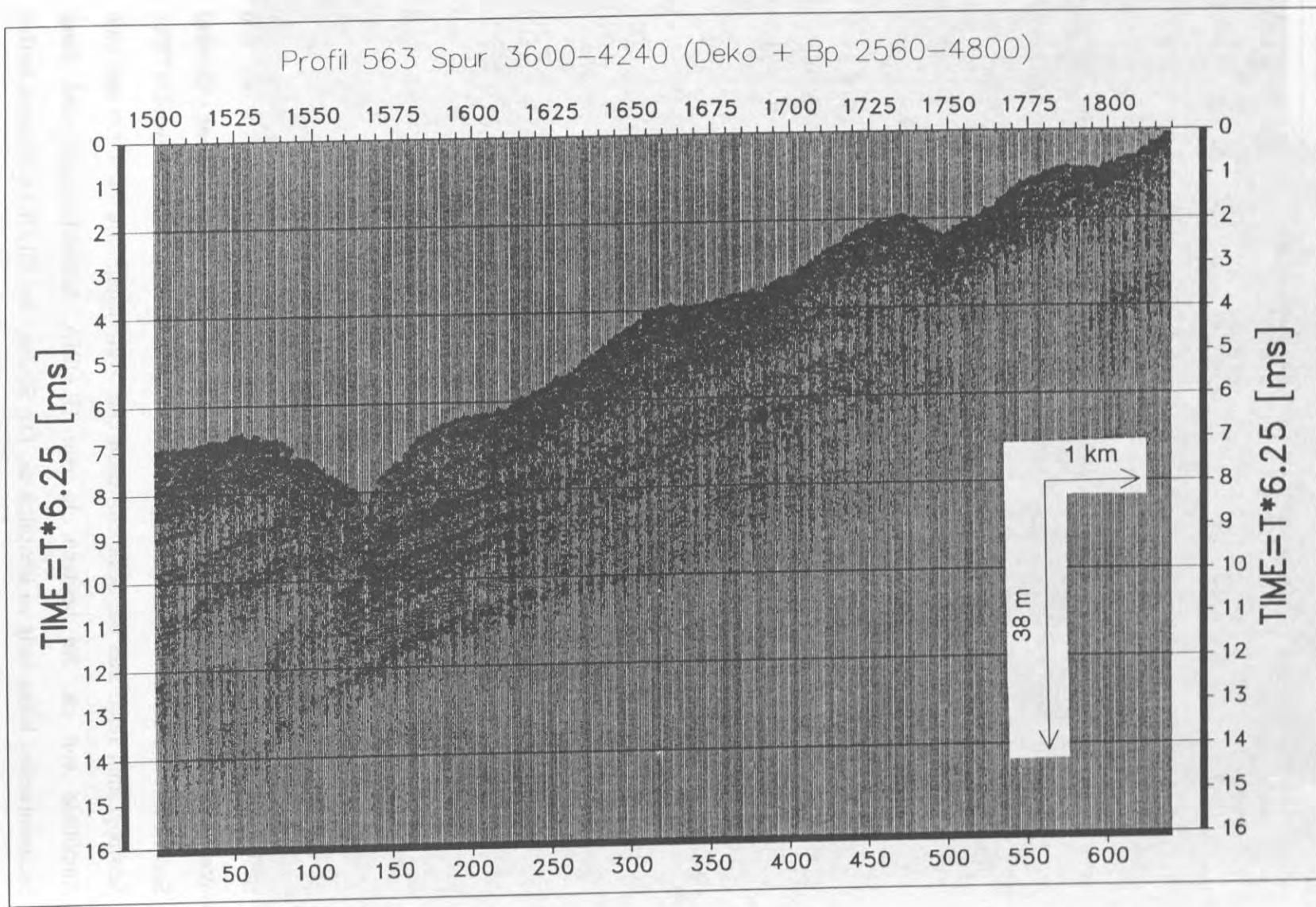


Abbildung 62: Der Ausschnitt aus Profil 563 zeigt einen Kanal mit dazugehörigen Sedimentwellen in einer Wassertiefe von 2370 m (73°15'N und 14°45'W).

4.4.4. Sedimentwellen im Einflußbereich von Bodenwasserströmungen

Die Sedimentwellen, die auf Bodenwasserströmungen zurückzuführen sind, konzentrieren sich im südwestlichen Teil des Grönland-Beckens (Tabelle 5).

Kartenausschnitt	Breite	Länge
2	72° 50' N	14° 00' W
3	73° 50' N	12° 00' W
3	73° 10' N	11° 00' W
3	73° 20' N	10° 30' W
4	73° 00' N	12° 30' W
4	73° 50' N	12° 00' W
4	74° 10' N	13° 00' W
5	74° 20' N	10° 30' W
5	75° 10' N	6° 00' W
7	75° 30' N	5° 30' W
7	75° 40' N	6° 00' W
8	75° 30' N	5° 30' W
8	75° 15' N	4° 40' W

Tabelle 5: Die Tabelle zeigt die Positionen von Sedimentwellenfeldern, in den verschiedenen Kartenausschnitten.

Die Wellenlängen liegen im Bereich von Kilometern, die Amplituden liegen im Bereich von Metern. Die asymmetrische Form der Sedimentwellen weist darauf hin, daß sie über einen längeren Zeitraum durch einen nordsüdgerichteten Strom entstanden sind, dies wird durch die nordsüdorientierten Rücken der Sedimentwellen bestätigt. Bei diesem Strom könnte es sich um den "Greenland Seas Deep Water" (GSDW) handeln. Die Richtung der Strömung stimmt mit Ergebnissen von Kolterman (1987) überein. Die Rücken der Sedimentwellen migrieren quer zur Stromrichtung nach Ostwest. Dies ist anhand der tieferen Reflektoren zu erkennen.

Um Aussagen über die Veränderungen von Geschwindigkeiten der Strömung, die die Bildung von Sedimentwellen verursachten zu machen, wurde das Sedimentationsgeschwindigkeitsverhältnis (Sedimentation rate ratio = SRR) für die beiden Flanken von zwei Sedimentwellen berechnet. Das SRR ist unabhängig vom

regionalen Sedimenteintrag, es variiert aber mit der Veränderung der Strömungsgeschwindigkeit (Manley & Flood, 1993). Das Sedimentationsgeschwindigkeitsverhältnis wurde für zwei Sedimentwellen aus dem Profil 569 (Abbildung 63 und Abbildung 64) aus den Schichtmächtigkeiten berechnet. Das SRR wurde jeweils für vier Spuren auf beiden Flanken der Sedimentwelle berechnet. Hierbei muß ein durchgehender Reflektor auf beiden Flankenseiten erkennbar sein. In dem ersten Profilausschnitt (Abbildung 63 und Abbildung 65) sind neun dieser Reflektoren zu finden, beim zweiten Ausschnitt (Abbildung 64 und Abbildung 66) sind es zehn. Die Eindringtiefe beträgt jeweils ca. 50 m. Das mittlere SRR für die Schichten (Abbildung 67, Abbildung 68 und Tabelle 6) wurde bestimmt. Die Variation innerhalb des SRR der beiden Sedimentwellen zeigt, daß sich die Strömungsgeschwindigkeiten auch lokal signifikant geändert haben sollten. Da aber Altersdatierungen fehlen, können keine Aussagen über den zeitlichen Ablauf gemacht werden.

Reflektor	Mittlere Reflektortiefe	Mittlere SRR	Reflektor	Mittlere Reflektortiefe	Mittlere SRR
	[m]			[m]	
R1	2,24	1,23	R1	2,07	0,83
R2	4,59	1,18	R2	5,49	1,27
R3	6,75	1,46	R3	8,67	1,73
R4	9,39	1,20	R4	11,21	0,67
R5	14,13	1,10	R5	13,24	1,00
R6	21,45	1,02	R6	15,17	1,08
R7	25,38	0,98	R7	20,23	2,24
R8	34,55	1,89	R8	29,19	1,12
R9	40,17	0,98	R9	39,71	0,99
			R10	48,49	0,84

Tabelle 6: Die Tabelle zeigt das mittlere Sedimentationsgeschwindigkeitsverhältnis jeweils für eine mittlere Reflektortiefe.

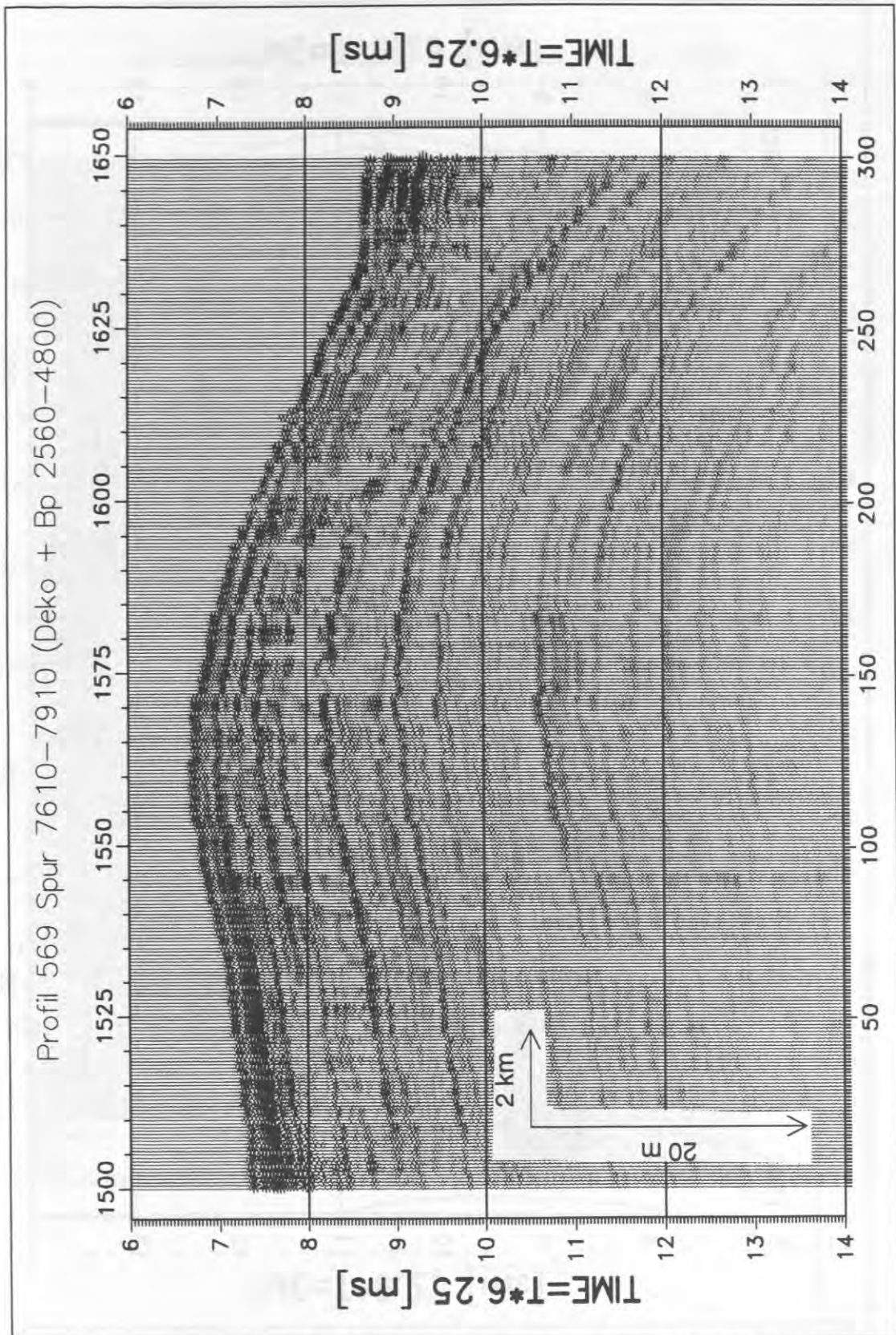


Abbildung 63: Der Ausschnitt aus Profil 569 Spur 7610-7910 zeigt eine Sedimentwelle, in 2580 m Wassertiefe die durch Bodenwasserströmungen entstanden ist (72°53'N und 13° 11'W). Die Sedimentwellen sind in Abbildung 70 durch einen schwarzen Punkt gekennzeichnet.

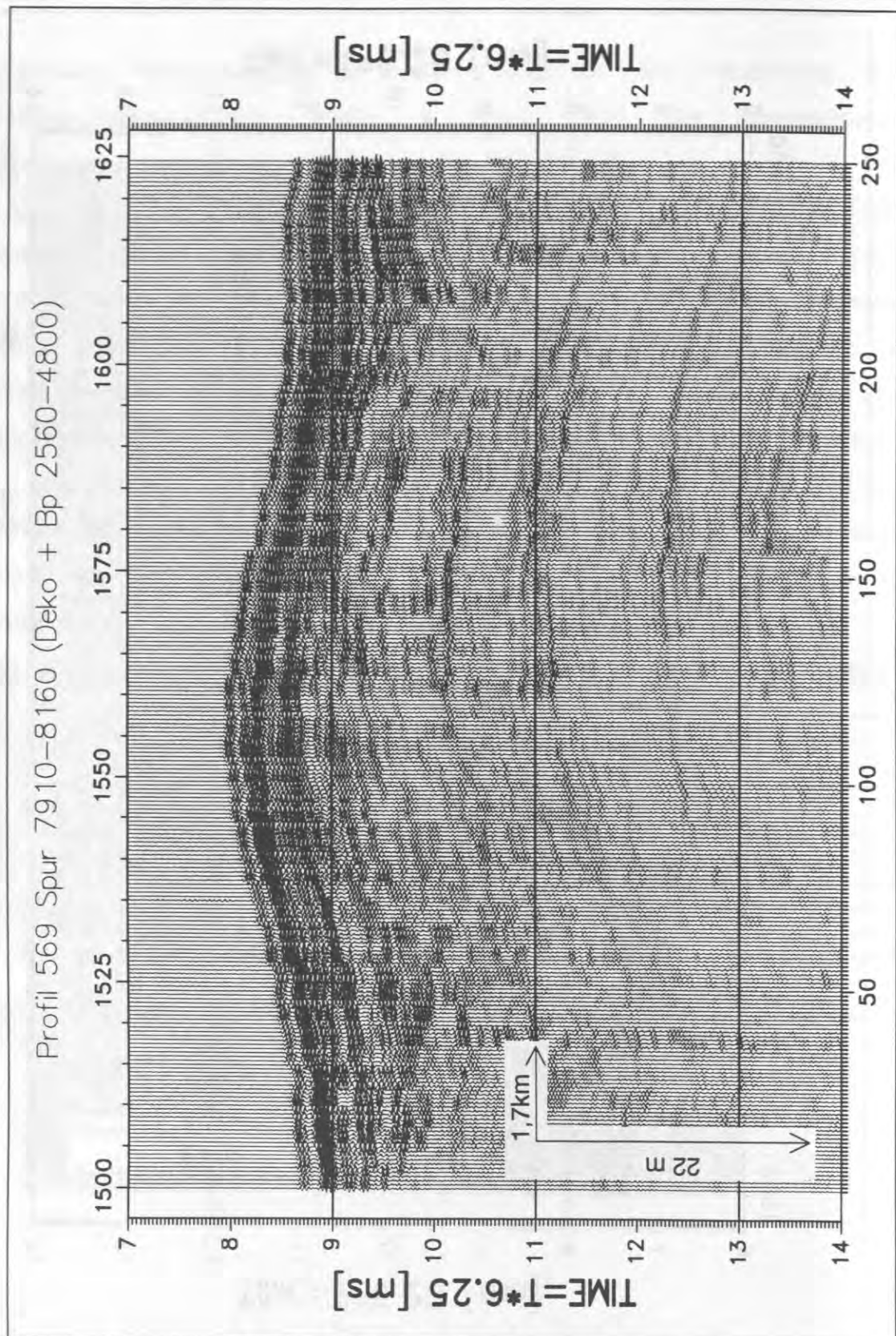


Abbildung 64: Der Ausschnitt aus Profil 569 Spur 7910-8160 zeigt eine Sedimentwelle, in 2580 m Wassertiefe die durch Bodenwasserströmungen entstanden ist (72°53'N und 13° 11'W). Die Sedimentwellen sind in Abbildung 70 durch einen schwarzen Punkt gekennzeichnet.

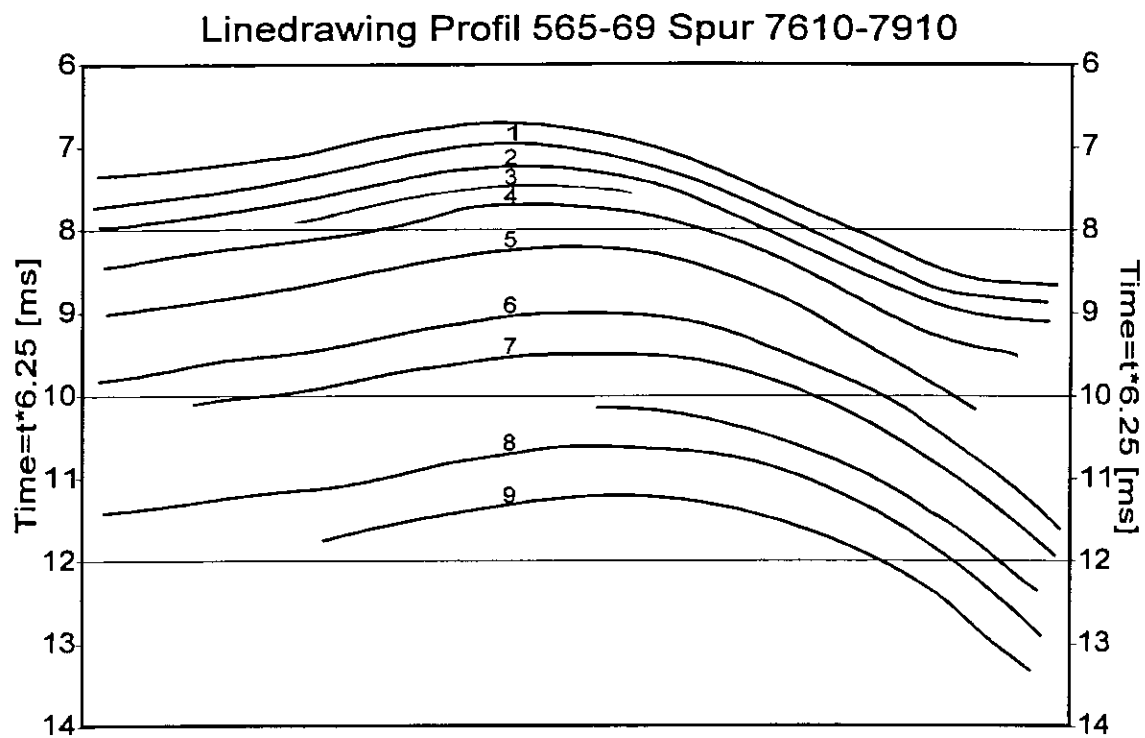


Abbildung 65: Die Reflektoren 1-9 erstrecken sich über beide Flankenseiten der Sedimentwelle (Abbildung 63).

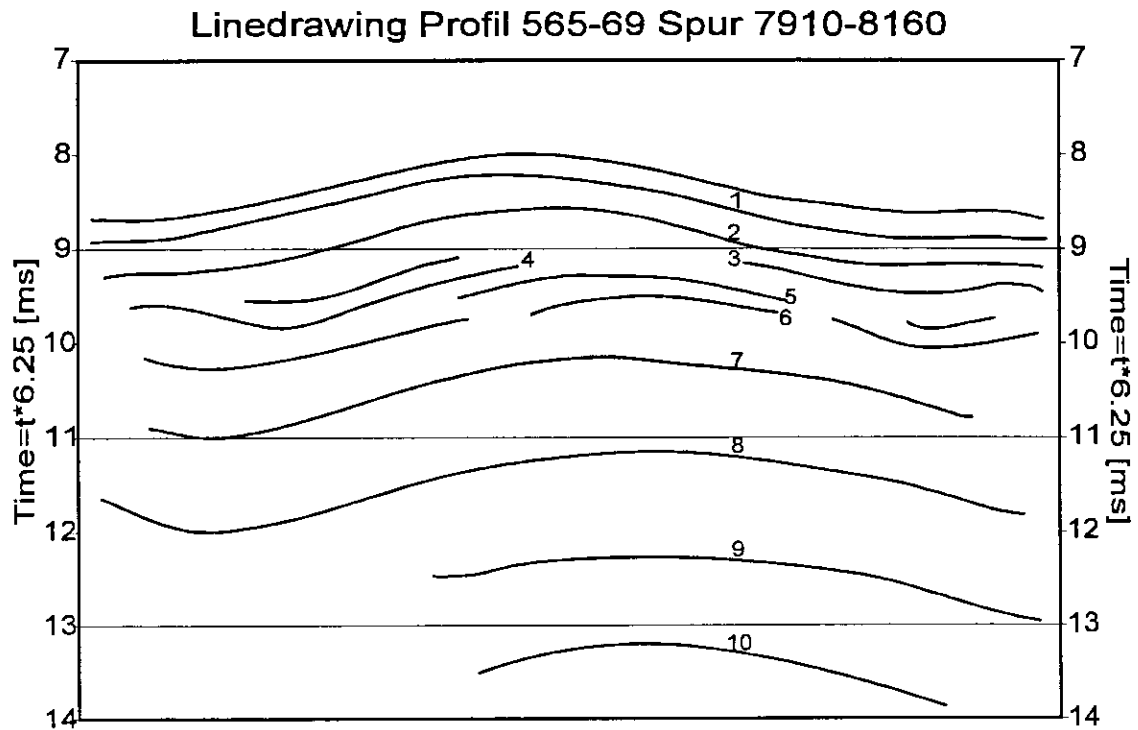


Abbildung 66: Die 10 Reflektoren erstrecken sich über beide Flankenseiten der Sedimentwelle (Abbildung 64).

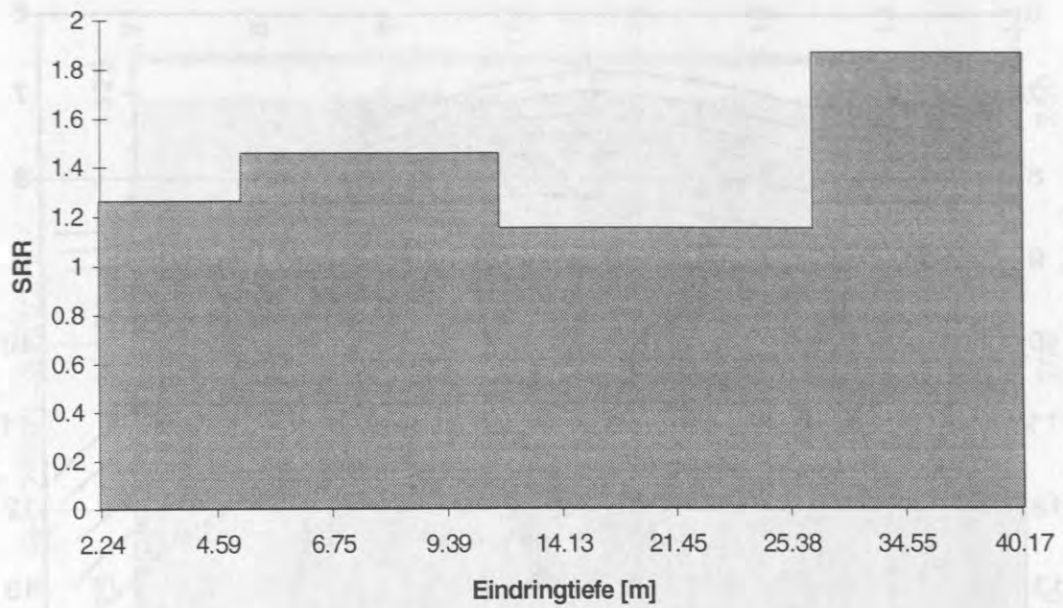


Abbildung 67: Dargestellt ist das mittlere SRR gegen die Eindringtiefe für eine Sedimentwelle (Abbildung 63 und Abbildung 65).

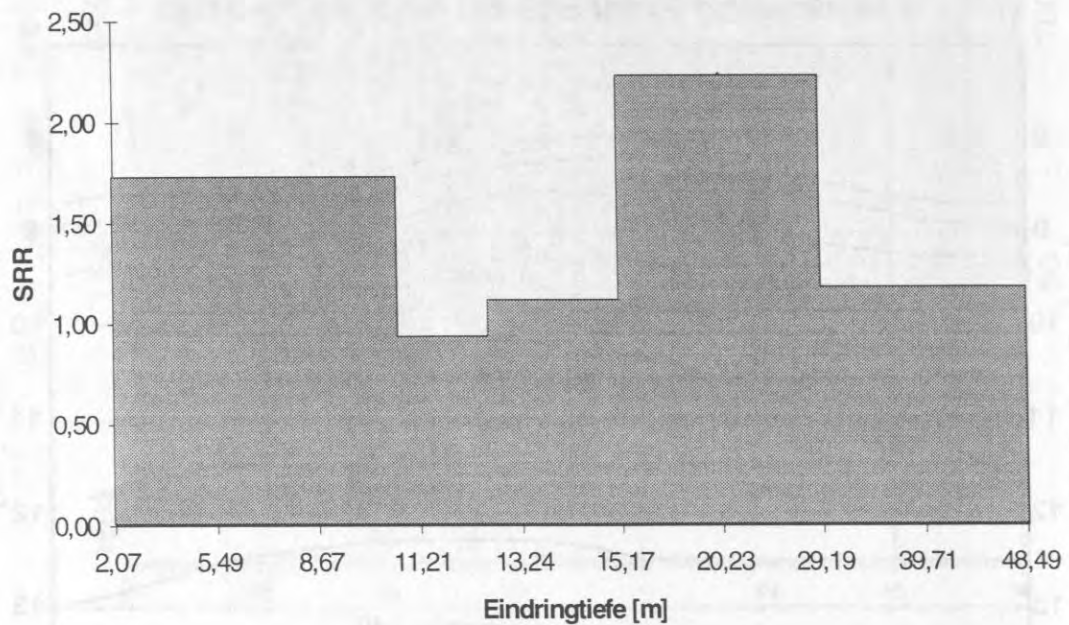


Abbildung 68: Dargestellt ist das mittlere SRR gegen die Eindringtiefe für eine Sedimentwelle (Abbildung 64 und Abbildung 66).

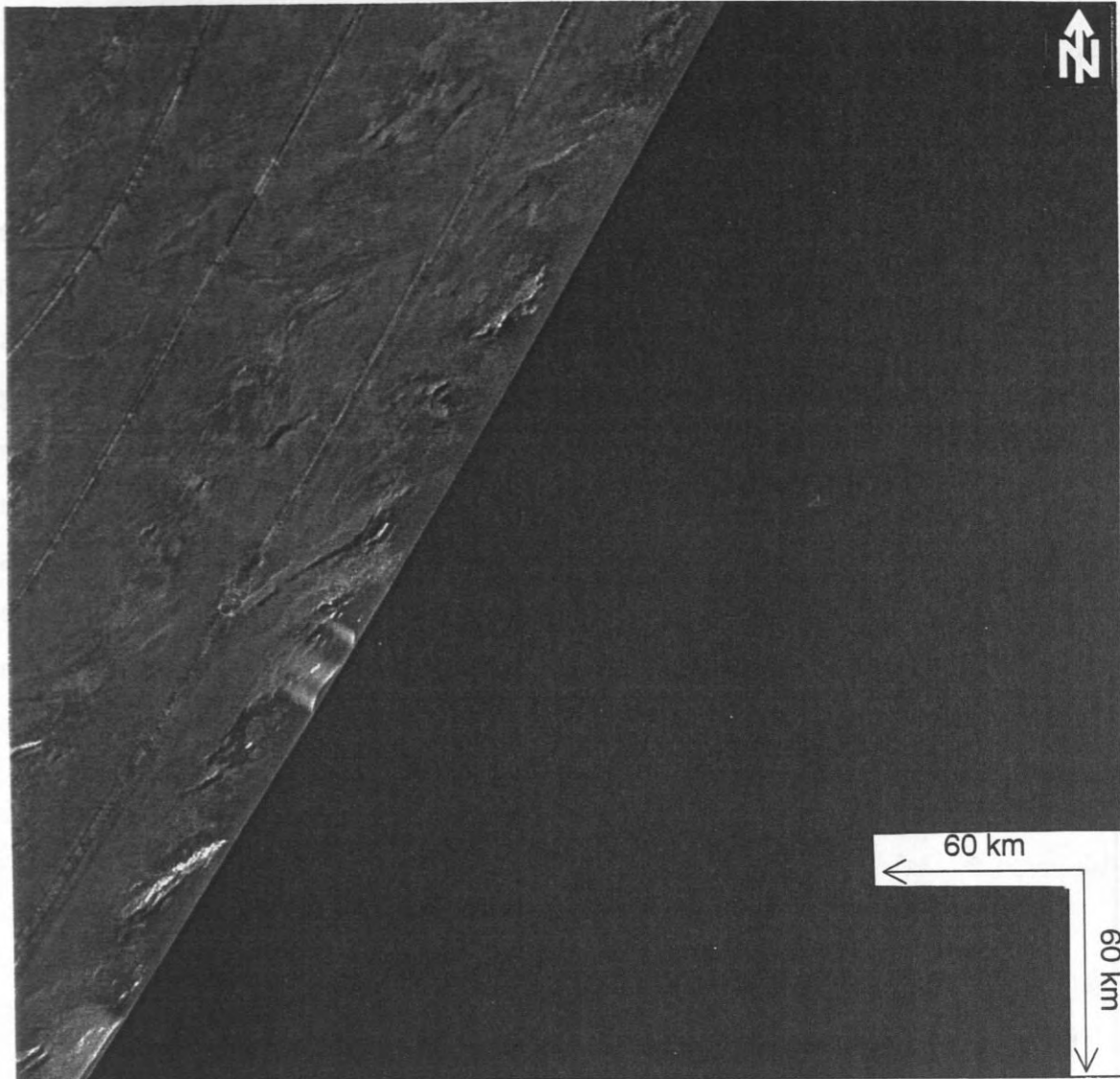


Abbildung 69: Ausschnitt Nr. 6 (Abbildung 19) liegt auf der östlichen Seite des Grönland-Beckens, wo unter anderem einige "Outcrops" zu erkennen sind.

4.5. Vergleich zwischen dem Boreas- und dem Grönland-Becken

Das Grönland-Becken wird durch hangabwärtsgerichtete Sedimentationsprozesse (Turbiditströme) dominiert (Abbildung 70). Der Bereich des ostgrönländischen Kontinentalhangs, der zum Boreas-Becken gehört, ist permanent von Seeis bedeckt, was vermutlich ein Grund dafür ist, daß kein hangabwärtsgerichteter Sedimenteintrag stattfindet. Das Sedimentationsgeschehen des Boreas-Beckens wird wahrscheinlich durch Prozesse in der Wassersäule und durch Tiefenströmungen bestimmt. Sedimentwellen wurden nur in den Weitwinkel-Seitensicht-Sonar-Aufzeichnungen des Grönland-Beckens beobachtet, was auf dynamische Strömungsaktivitäten hinweisen könnte. Durch die permanente See-Eisbedeckung des Boreas-Beckens ist der Sedimenteintrag vermutlich geringer als im Grönland-Becken.

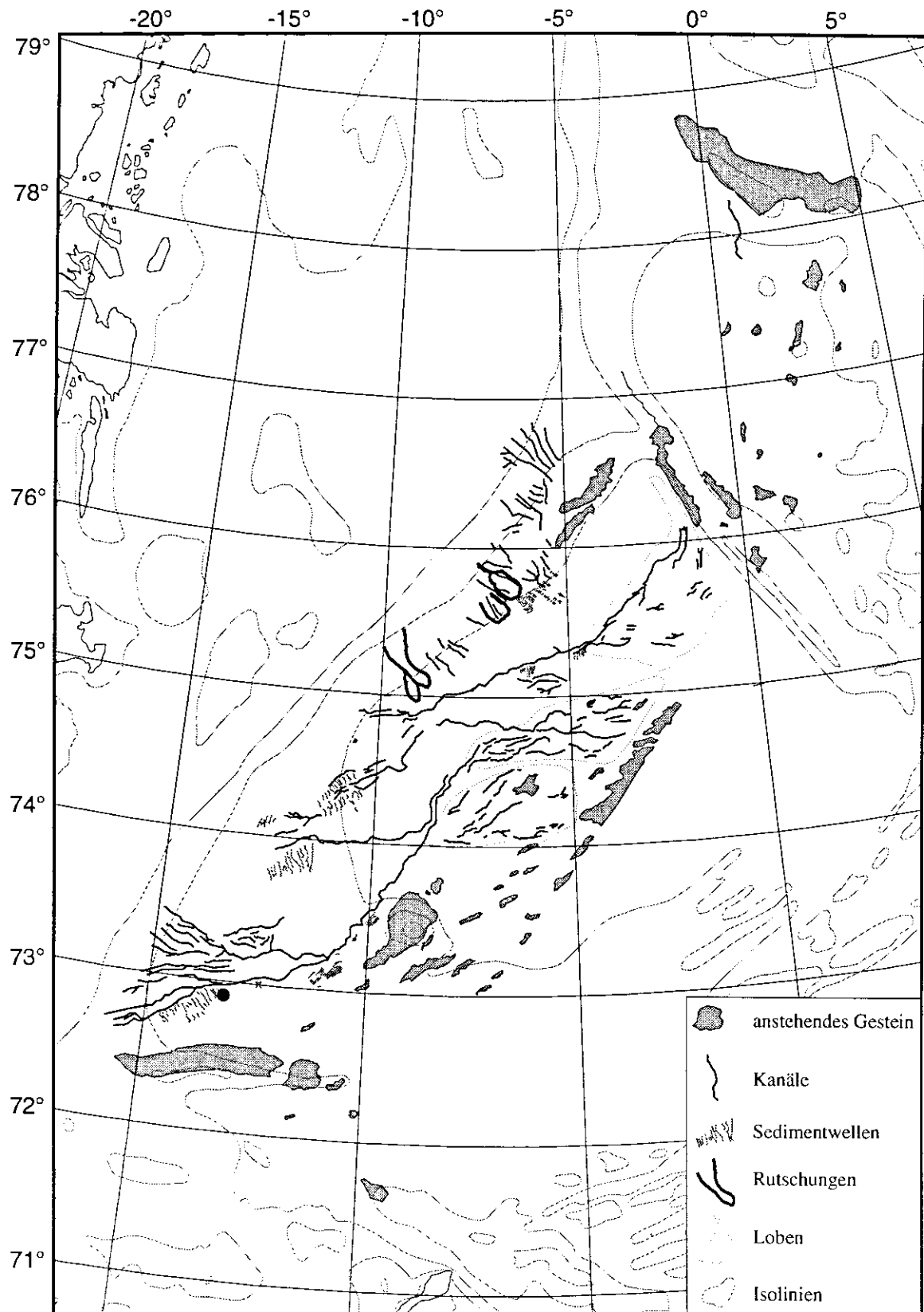


Abbildung 70: Die Abbildung zeigt die unterschiedlichen Meeresbodenstrukturen, die bei der Interpretation des GLORIA Mosaiks gefunden wurden. Ebenso sind die verschiedenartigen Transportprozesse zu erkennen, die zum heutigen Aussehen des ostgrönländischen Kontinentalhangs beigetragen haben.

5. Diskussion

Die Weitwinkel-Seitensicht-Sonar Aufzeichnungen des GLORIA Systems zeigen deutlich unterschiedliche Sedimentationsbedingungen an, die zum heutigen Erscheinungsbild des ostgrönländischen Kontinentalhanges beigetragen haben. Durch die Kombination mit hochauflösenden Sedimentecholot-Daten und sedimentphysikalischen Parametern, war es möglich, die unterschiedlichen großräumig wirkenden Sedimentationsprozesse zu bestimmen.

Die Daten zeigen einen gravierenden Unterschied zwischen dem Boreas-Becken und dem Grönland-Becken. Die Rückstreuung des Boreas-Beckens ist im Gegensatz zum Grönland-Becken sehr einheitlich. Die Daten zeigen im Grönland Becken ein großflächiges Turbidit-Kanalsystem. Im Boreas-Becken läßt sich nur ein aufgefüllter Kanal erkennen, der seinen Ursprung an der Hovgaard Bruchzone hat. Die von Eiken und Hinz (1993) in seismischen Profilen gefundenen Hinweise auf Bodenströmungen konnten durch die GLORIA Daten bestätigt werden. Flächenhafte Untersuchungen des ostgrönländischen Kontinentalhanges und der Norwegisch-Grönländischen-See mit 3,5 kHz Profilen von Damuth (1978) bestätigen den Unterschied zwischen den beiden Becken. Die Verteilung der unterschiedlichen Echotypen ist für das Boreas-Becken sehr einheitlich (Echotyp IB, IIA und IIIA)(Abbildung 71), im Grönland-Becken dagegen vielfältig (Echotypen IB, IIA, IIB, IIIA, IIIC und IIID)(Abbildung 71). Die von Damuth (1978) interpretierten Sedimentwellen (Echo IIID) stimmen mit denen aus dem Gebiet der GLORIA-Aufzeichnungen überein. Anhand der Weitwinkel-Seitensicht-Sonar-Daten wurden weitere Gebiete mit Sedimentwellen identifiziert. Die aus diesen Sedimentwellen abgeleitete Strömungsrichtung wird durch ozeanographische Daten von Koltermann (1987) bestätigt. Die Strömung ist demnach südgerichtet und biegt bei ca 72° N nach Osten ab. Die Zuordnung der Sedimentwellen zu den Prozessen die sie verursacht haben, ist teilweise problematisch. Um die Ergebnisse zu verbessern sind weitere seismische Untersuchungen und Kernentnahmen nötig. Dies hätte zur Folge das genauere Aussagen über die Richtung von Bodenwassermassen möglich sind. Eine Altersdatierung der Kerne

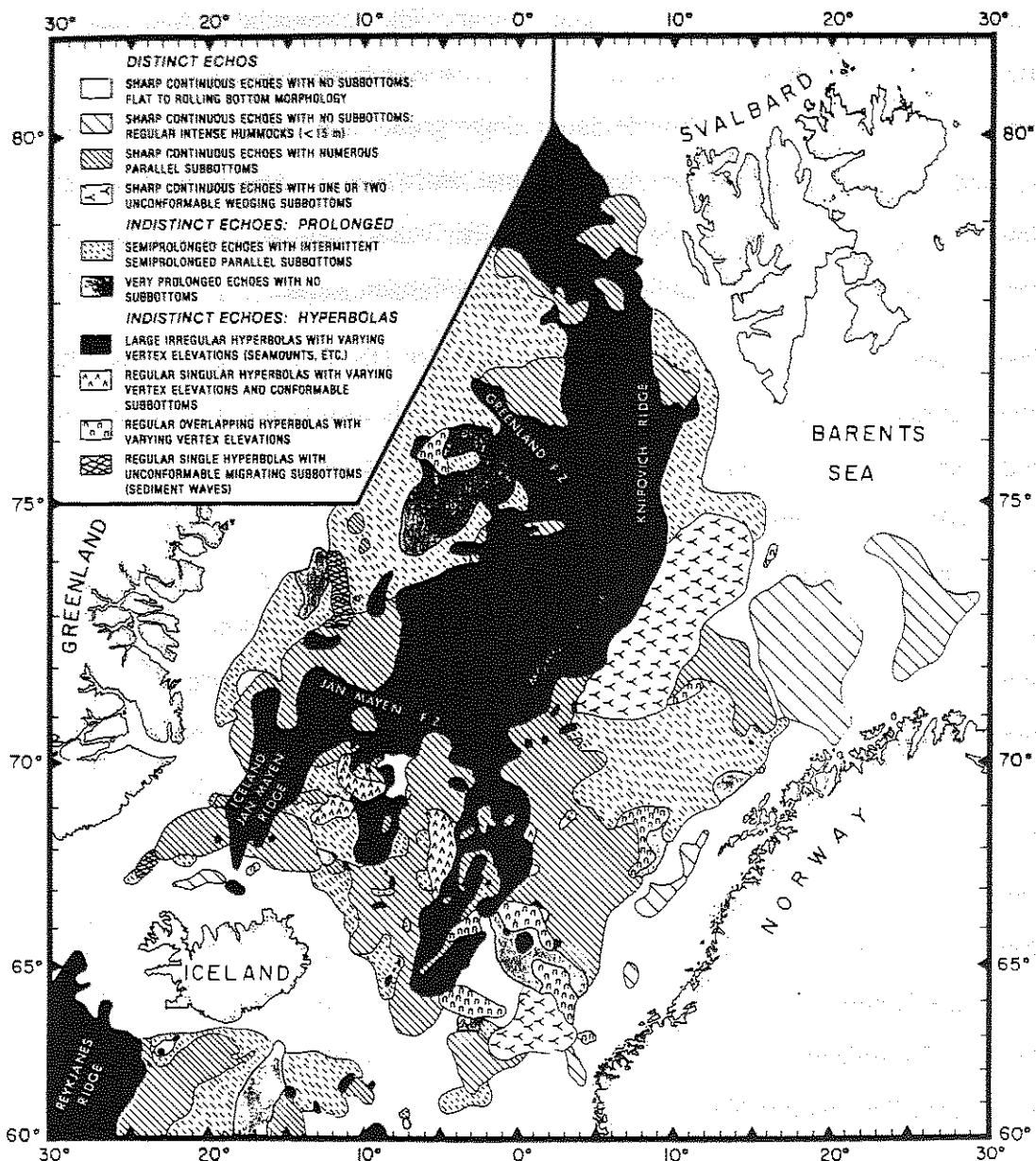


Abbildung 71: Echocharakteristik der Norwegisch-Grönländischen See und des ostgrönländischen Kontinentalhanges nach Damuth (1978).

würde es ermöglichen, Aussagen über die zeitliche Änderung der Strömungsgeschwindigkeit vorzunehmen. Altersdatierte Kerne würden nähere Aussagen darüber ermöglichen, ob die Kanäle durch einige große oder mehrere kleine Ereignisse entstanden sind und wann sie das letztmal aktiv waren. Durch die zusätzlichen Untersuchungen insbesondere der Kernentnahme, würde sich die Frage klären lassen, warum im Boreas-Becken keine Sedimentwellen gefunden wurden.

Unsicherheiten ergeben sich bei der Korrelation der DN-Werte, die ein Maß für die Intensität der Rückstreuung sind, mit sedimentphysikalischen Daten. Dies liegt zum Teil an den unterschiedlichen Größenverhältnissen. Die Fläche eines GLORIA-Pixels aus der ein DN-Wert bestimmt wird, beträgt 2500 m^2 . Die Fläche von Sedimentkernproben beträgt maximal aber nur $0,5 \text{ m}^2$. Hierbei kann es also zu großen Unsicherheiten kommen, da verschiedene Kerne aus einem 2500 m^2 großen Gebiet erfahrungsgemäß in ihren physikalischen Sedimenteigenschaften nicht genau übereinstimmen müssen. Eine zweite Unsicherheit liegt in der Bestimmung des DN- Wertes. Generell tritt ein hoher DN-Wert häufig bei Sedimenten mit hohen Sandanteilen auf (Twitchell et al., 1992; Nelson et al., 1992; Lee et al., 1993; Kenyon, 1992), also bei großen bis mittleren Korngrößen. Dies ist aber nicht immer der Fall, Kerne mit einem hohen Sandanteil können auch in Gebieten mit nur geringen DN-Werten vorkommen (Gardner et al., 1991). Die Ergebnisse dieser Arbeit bestätigen allerdings, daß in den meisten Fällen hohe Dichte-, P-Wellengeschwindigkeits- und Korngrößenwerte mit hohen DN-Werten korrelieren. Die aus der Korrelation zwischen DN-Werten und Korngrößen berechnete synthetische Korngrößenverteilung ist mit Unsicherheiten behaftet. Da die Korngrößenwerte nur von Oberflächenproben stammen, die Strahlen des Weitwinkel-Seitensicht-Sonar aber in das Sediment eindringen können, müßte man die DN-Werte mit Korngrößenwerten aus verschiedenen Tiefen korrelieren. Laut mündlicher Mitteilung von Dr. K. Michels stimmt die synthetische Korngrößenverteilung mit der tatsächliche Verteilung recht gut überein. Nur die absoluten Korngrößen sind zu niedrig. Die Korrelation für verschiedene Tiefen wurde in dieser Arbeit für die P-Wellengeschwindigkeiten und Dichten durchgeführt. Hierbei ergaben sich die besten Korrelationen in einer Teufe von 26 cm.

Die in dieser Arbeit bestimmten Q-Werte stimmen recht gut mit Literaturwerten überein (McCann & McCann, 1969; Hamilton, 1972; Shumway, 1960; Tullos & Reid, 1969). Die ermittelten Q-Werte geben den Tiefenverlauf der Dichte und P-Wellengeschwindigkeiten wieder. Der Fehler bei der Q-Wert Bestimmung ist allerdings mit $\pm 25 \%$ hoch. Um die akustischen Ergebnisse dieser Arbeit verbessern zu können, wird eine größere Datenbasis im Bereich der sedimentphysikalischen Parameter erforderlich sein.

6. Schlußfolgerungen

Durch die Kombination von Weitwinkel-Seitensicht-Sonar Daten mit Sedimentecholot Daten und sedimentphysikalischen Parametern war es möglich, eine qualitative Interpretation der Sedimentationsprozesse und des Meeresbodens bzw. der obersten Sedimentschichten durchzuführen. Die Ergebnisse lassen folgende Schlußfolgerungen zu:

- ◆ Das Grönland-Becken ist durch hangabwärtsgerichtete Sedimentation geprägt. Dies wird unter anderem durch die gut ausgebildeten Kanalsysteme verdeutlicht, sowie vereinzelte kleine Rutschungen am ostgrönländischen Kontinentalhang.
- ◆ Sedimentwellenfelder, die in den Sonar- und Sedimentecholot Daten gefunden wurden, lassen Rückschlüsse auf Bodenwasserströmungen zu. Diese sind hauptsächlich südgerichtet und ändern bei ca. 72° N ihre Richtung auf südost.
- ◆ Im Boreas-Becken, existieren keine Hinweise auf hangabwärtsgerichteten Sedimenttransport. Der Grund hierfür liegt vermutlich in der permanenten Eisbedeckung des ostgrönländischen Kontinentalhanges in diesem Bereich.
- ◆ Durch die Auswertung von Interferenzmustern ließ sich die Mächtigkeit der ersten Sedimentschicht im Boreas-Becken auf 3-5 m abschätzen.
- ◆ Die Korrelation von sedimentphysikalischen Parametern und DN-Werten zeigt, daß hohe DN-Werte mit hohen Dichte-, P-Wellengeschwindigkeits-, Impedanz- oder Korngrößenwerten korrelieren, was in Zukunft durch weitere Vergleiche zwischen den Parametern verfeinert werden sollte.
- ◆ Die Berechnung von synthetischen Korngrößenverteilungen ergab eine recht gute Übereinstimmung mit gemessenen Korngrößenzusammensetzungen von Oberflächenproben.
- ◆ Die Berechnung des seismischen Gütefaktors Q läßt Rückschlüsse auf den Tiefenverlauf von Dichte und P-Wellengeschwindigkeits-Änderungen unterhalb der durch Kernentnahme zu erreichenden Teufen zu.

7. Literatur

- Aagaard, K., Swift, J. H. & Carmack, E. C., 1985. Thermohaline Circulation in the Arctic Mediterranean Seas. *Journal of Geophysical Research*, 90, 4833-4846.
- Anderson, O. B., 1994. ERS-1 altimetry on the Greenland ice sheet: Preliminary investigations of annual variations. *Geophysical Research Letters*, 21, 1655-1658.
- Antonow, M., 1995. Sedimentationsmuster um den Vesteris Seamount (zentrale Grönlandsee) in den letzten 250.000 Jahren. Unveröffentlichte Dissertation, Math.-Nat. Fak. Univ. Kiel, 115 S.
- Barry, K. M., Cavers, D. A., & Kneale, C. W., 1974. Recommended standards for digital tape formats. *Journal of Geophysics*, 40, 344-352.
- Berggren W. A., & Schnitker, D., 1983. Cenozoic marine environments in the North Atlantic and Norwegian Greenland Sea. In : Bott, M. H. P., Saxov, S., Talwani, M. & Thiede, J. (Editors), *Structure and Development of the Greenland-Scotland Ridge*. Plenum, New York, 495-548.
- Blondel, P. & Parson, L., 1994. Sonar processing in the UK: a short review of existing potential and new developments for the BRIDGE community. Wormley: BRIDGE. (26pp.). (Unpublished manuscript)
- Boyce, R. E., 1976. Definitions and laboratory techniques of the compressional sound velocity parameters and wet-water content, wet -bulk density, and porosity by gravimetric and gamma ray attenuation techniques. Schlager, S. O., Jackson, E. D., et al., *Init Repts. DSDP, 33 Washington (US Govt. Print. Office)*, 115-128.
- Cervenka, P., De Moustier, C., & Lonsdale, P., 1994. Geometric corrections on sidescan sonar images based on bathymetry. Application with SeaMarc II and Sea Beam Data. *Marine Geophysical Researches*, 16, 365-383.

- Chavez, P. S., 1986. Processing techniques for digital sonar images from GLORIA. *Photogrammetric Engineering And Remote Sensing*, 52, 1133-1145.
- Cherkis, N.Z., Steinmetz, S., Schreiber, R., Thiede, J., & Theiner, J., 1994. Vesteris Seamount: An enigma in the Greenland Basin. *Marine Geophysical Researche*, 16, 287-301.
- Chi, Y., 1995. Multi-Sensor-Kern-Logging Methoden von physikalischen Sediment-eigenschaften. *Berichte Sonderforschungsbereich 313, Kiel, Nr. 58*, 127 S.
- Damuth, J. E., 1978. Echo character of the Norwegian-Greenland Sea: Relationship to Quaternary sedimentation. *Marine Geology*, 18:1-36.
- EEZ Scan Scientists, 1985. GLORIA II Sonograph mosaic of the Western US Exclusive Economic Zone. *EOS*(60)
- Eiken, O., & Hinz, K., 1993. Contourites in the Fram Strait. *Sedimentary Geology*, 82, 15-32
- Eldholm, O. & Myhre, A. M., 1977. Hovgaard Fracture Zone. *Norsk Polarinstitut Arbok.*, 195-208.
- Engelhard, L., 1978. Zur Bestimmung der Absorption seismischer Wellen Reflexionsseismogrammen. *Erdöl Erdgas Zeitschrift*, 94, 325-327.
- ETOPO5, 1986. Digital relief of the surface of the earth. National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado, USA.
- Fischer, R. V., & Schmincke, H. U., 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, London, New York, Paris, Tokyo, 477 S.
- Flood, R. D., Shor, A. N., Manley, P. L., 1993. Morphology of abyssal mudwaves at project MUDWAVES in the Argentine Basin. *Deep-Sea Research, II*, 40(4/5), 859-888.
- Futterman, W. I., 1962. Dispersive Body Waves. *Journal of Geophysical Research*, 67, 5279-5291.
- Gardner, G.H.F., Wyllie, M.R.J., & Droschak, U.D., 1964. Effects of pressure and fluid saturation of elastic waves in sand. *Journal of Petroleum Technology*, 16, 189-198.

- Gardner, J. V., Field, M. E., Lee, H., Edwards, B. E., Kenyon, N.H., Masson, D., G., & Kidd, R. B., 1991. Ground-truthing 6.5-kHz side scan sonar: What are we really imaging? *Journal of Geophysical Research*, 96, 5955- 5974.
- Gerthsen, C., Kneser, H. O. & Vogel, H., 1982. *Physik*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.
- Hamilton, E. L., 1987. Acoustic Properties of Sediments, in Lara-Saenz A., Ranz-Guerra, C., and Carbo-Fite, C. (eds). *Acoustic and the Ocean Bottom*, (CSIC) Madrid.
- Hamilton, E.L., 1972. Compressional-wave attenuation in marine sediments. *Geophysics*, 37, 620-646.
- Hempel, P., Schreiber, R., Johnson, L., & Thiede, J., 1991. The Vesterisbanken seamount (Greenland Basin)- Patterns of morphology and sediment distribution. *Marine Geology*, 96, 175-185.
- Hubberten, H. W., 1995. Die Expedition ARKTIS- X/2 mit FS "Polarstern" 1994. *Berichte zur Polarforschung*, 174, 26-29
- Huggett, Q. J., Cooper, A. K., Somers, M. L., & Stubbs, A. R., 1992. Interference fringes on GLORIA side-scan sonar images from the Bering Sea and their implications. *Marine Geophysical Research* 14, 47-63.
- Jannsen, D., Voss, J. and Theilen, F., 1985. Comparison of methods to determine Q in shallow marine sediments from vertical reflection seismograms. *Geophysical Prospecting*, 23, 479-497.
- Johnson, H. P., & Helferty, M., 1990. The geological interpretation of side scan sonar. *Reviews of Geophysics*, 28, 357-380.
- Kenyon, N.H., 1987. Mass-wasting feature on the continental slope of northwest Europe. *Marine Geology*, 74, 57-77.
- Kenyon, N.H., 1992. Speculations on the geological causes of backscatter variation on GLORIA sonographs from the Mississippi and De Soto fans, Gulf of Mexico. *Geo-Marine Letters*, 12, 24-32.

- Kenyon, N.H., Le Bas, T. P., & Conquer, M.D., 1993. Enhancement of GLORIA images of the channels and channel-mouth lobes. Prepared for: Conoco (U.K.) Limited, Park House 116 Park Street, London W1Y 4NN.
- Koltermann, K. P., 1987. Die Tiefenwasserzirkulation der Grönland-See als Folge des thermohalinen Systems des Europäischen Nordmeeres. Dissertation, Universität Hamburg, 287 S.
- Larsen H. C., 1990. The East Greenland Shelf. The Geology of North America, Vol. L.
- Le Bas, T. P., 1994. Suppression of multiple reflections in GLORIA sidescan imagery. *Geophysical Research Letters*, 21, 549-552.
- Lee, H.J., Schwab, W.C., Kayen, R.E., Edwards, B.D., Twitchell, D.C., Field, M.E., & Gardner, J. V., 1993. The relation between sidescan sonar imagery and sediment physical properties: a comparison of two deep-sea fan systems. *Proceedings of the Institute of Acoustic*, 15, 319-326.
- Mangerud, J., Sven, E. L., Harald, F. & Inger, L. K., 1984. Ayounger Drays ash bed in Western Norway, and its possible correlations with tephra in cores from the Norwegian Sea and the North Atlantic. *Quaternary Research*, 21, 85 -104.
- Manley, P. L. & Flood, R. D., 1993. Paleoflow history determined from mudwave migration: Argentine Basin. *Deep-Sea Research II*, 40, 1033-1055.
- Mccann, C. & Mccann, D.M., 1969. The attenuation of compressional waves in marine sediments. *Geophysics*, 34,882-892.
- Meissner, R. and Stegena, L., 1977. Praxis der seismischen Feldmessung und Auswertung. Gebr. Borntraeger
- Michels, K., 1995. Strömungssortierung quatärer Sedimente des Europäischen Nordmeeres: Analyse von Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen. *Berichte Sonderforschungsbereich 313, Kiel*, Nr. 55, 127 S.
- Mienert, J. & Chi, Y., 1995. Astronomical time scale for physical property records from Quaternary sediments of the northern North Atlantic. *Geologische Rundschau*, 84, 67-88.

- Mienert, J., Kenyon, N. H., Thiede, J. & Hollender, F.-J., 1993. Polar continental margins: Studies off East Greenland. EOS, 74.
- Miller, R. L., Dwan, F. S. & Cheng, C. F., 1991. Digital Preprocessing Techniques for GLORIA II sonar images. Geo Marine Letters, 11, 23-31.
- Myhre, A. M., & Thiede, J., 1995. North Atlantic Gateways. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, 151, 5-26.
- Myhre, A. M., & Eldholm, O., 1988. The western Svalbard margin (74°-80°N). Marine Petroleum Geology, 5, 134-156.
- Myhre, A. M., Eldholm, O. & Sundvor, E., 1982. The margin between Senja and Spitzbergen Fracture Zones; implication from plate tectonics. Tectonophysics, 89, 33-50.
- Nelson, C.H., Twitchell, D.C., Schwab, W.C., Lee, H.J., & Kenyon, N.H., 1992. Outer-fan lobes of the Mississippi fan Geology, 20, 693-696.
- Pratt, W. K., 1978. Digital Image Processing. John Wiley, New York, 614
- Reed, T. B. & Hussong, D., 1989. Digital image processing and analysis techniques for enhancement and classification of SeaMarc II side scan sonar imagery. Journal of Geophysical Research, 94, 7469-7490.
- Reed, T. B., 1987. Digital image processing and analysis techniques for SeaMarc II side scan sonar imagery, Ph. D. dissertation. University of Hawaii, Honolulu, 256
- Ristow, D., 1973. Prakla-Seismos interne Mitteilung (PE-054)
- Rusby, J. S. M., 1970. A long range side scan sonar for use in the deep sea-GLORIA Project. Int. Hydrographic Rev., 47, No..
- Schön, J., 1983. Petrophysik: Physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralien. Enke Verlag, 405 S.
- Searle, R. C., Le Bas, T. P., Mitchell, N. C., Somers, M. L., Parson, L. M. & Patriat, P., 1990. GLORIA image processing: The state of the art. Marine Geophysical Researches, 12, 21-39.
- Shumway, G., 1960. Sound speed and absorption studies of marine sediment by a resonance method. Part I Geophysics, 25, 451-467, Part II Geophysics, 659-682.

- Somers, M. L., Carson, R. M., Revie, J. A., Edge, R. H., Barrow, B. J. & Andrews, A. G., 1978. GLORIA II - An improved long range side scan sonar. *Oceanology International* 78, BPS Publications, London, 16-26.
- Spieß, V. & Breitzke, M., 1992. Seismic signature of the narrow beam parasound echosounder: analysis of analog and digital echograms. *European Conference on Underwater acoustics*, (ed. M. Weydert). London: Elsevier Applied Science, 489-492.
- Spieß, V., 1992. PARADIGMA Handbuch zum Programmsystem Digitalisierung von PARASOUND-Seismogrammen. Version 3.1, Fachbereich Geowissenschaften Universität Bremen, 39 S.
- Suess, E., Kremling, K. & Mienert, J., 1994. Nordatlantik 1993 Cruise No.26. "Meteor" -Berichte No. 94-4.
- Swift, J. H. & Koltermann, K. P., 1988. The origin of Norwegian Sea Deep Water. *Journal of Geophysical Research*, 93, 3563-3569.
- Swift, J. H., 1986. The Arctic waters. In: B.G. Hurdle (Hrsg.), *The Nordic Seas*, 129-153.
- Talwani, M., & Eldholm, O., 1977. Evolution of the Norwegian-Greenland Sea. *Geological Society of America Bulletin*, 88, 969-999.
- Thiede, J. Pfirmann, S. Schenke, H.-W., & Reil, W., 1990. Bathymetry of Molloy Deep: Fram Strait between Svalbard and Greenland. *Marine Geophysical Research*, 12, 197-214.
- Thiede, J., 1980. Paleo-oceanography, margin stratigraphy and palaeophysiography of the Tertiary North Atlantic and Norwegian-Greenland Seas. *Phil. Trans. R. Soc.*, 294, 177-185.
- Tonn, R., 1988. Die Bestimmung der Seismischen Güte Q - Ein Vergleich der unterschiedlichen Berechnungsmethoden. Dissertation, Math.-Nat. Fak. Univ. Kiel, 105 S.
- Tullos, F.N., & Reid, A.C., 1969. Seismic attenuation of golf coast sediments. *Geophysics*, 34, 516-528.

- Twitchell, D. C., Schwab, W.C., Nelson, C.H., Kenyon, N. H., & Lee, H.J., 1992. Characteristic of a sandy depositional lobe on the outer Mississippi fan from SeaMarc I A side scan sonar images. *Marine Geology*, 20, 689-692.
- Vogt, P. R., 1986. Seafloor topography, sediments and paleoceanography. In: Hurdle, B. G. (Hrsg.). *The Nordic Seas*. Springer Verlag, New York, 237-386.
- Vorren, T.O., Lebesbye, E., Andreassen, K., and Larsen, K.-B., 1989. Glacigenic sediments on a passive continental margin as exemplified by the Barents Sea. *Marine Geology*, 85, 251-272.
- Wiederhold, H., 1986. Bestimmung der Absorption seismischer Wellen aus vertikalen seismischen Profilen. Dissertation, Math.-Nat. Fak. Univ. Kiel, 103 S.
- Wolf, T. C. W., & Thiede, J., 1991. History of terrigenous sedimentation during the past 10 m. y. in the North Atlantic (ODP Legs 104 and 105 and DSDP Leg 81). *Marine Geology*, 101, 83-102.
- Yilmaz, O., 1987. Seismic data processing. Investigations in geophysics no. 2. Society of exploration geophysicists, 526 S.

8. Dank

Herrn Dr. J. Mienert danke ich für die Betreuung der Arbeit und die gewährte Hilfe bei der Durchführung.

Danken möchte ich Herrn Prof. D. Ristow, für die hilfreichen Anregungen die offizielle Betreuung und die Begutachtung dieser Arbeit.

Genauso gilt mein besonderer Dank Herrn Prof. Dr. K. Stattegger für die Anmerkungen und die Begutachtung dieser Arbeit.

Eine Bereitstellung finanzieller Mittel ermöglichten den Forschungsaufenthalt am Institute of Oceanographic Sciences Deacon Laboratory (IOSDL) in Wormley/England und die Teilnahme an nationalen und internationalen Tagungen und Ausfahrten.

Den Herren N. H. Kenyon und T. P. Le Bas danke ich für ihre Diskussionsbereitschaft und Hilfe bei der Interpretation und Bearbeitung der GLORIA Daten.

Die gute Zusammenarbeit im SFB 313 möchte ich hervorheben und mich bei meinen Arbeitskollegen Michael Bobsien, Jörg Posewang, Yen Chi, Klaus Michels, Bernd J. Haupt und Stefan Bünz, die ständig bereit waren mir bei Problemen Hilfestellung zu leisten, bedanken.

Frau Dr. D. Milkert, Frau A. Wersinski und Frau M. Wilken möchte ich unter anderem dafür danken, daß sie bei der Erstellung der Arbeit und der Interpretationskarte behilflich waren.

Ebenfalls danken möchte ich den Besatzungen der Forschungsschiffe " FS Meteor", "FS Polarstern", "RV Livonia" und " R.R.S. James Clark Ross" für ihre Unterstützung bei der Datenerhebung.

Allen Kollegen, Freunden und meiner Mutter danke ich für die moralische Unterstützung.

Weiterhin gilt mein Dank:

Alexander Welter für die Einführung in die UNIX-Welt.

Martin Antonow und den Kollegen vom AWI für die Bereitstellung von Sedimentkern-Daten.

Diese Arbeit wurde durch finanzielle Mittel der Deutschen Forschungsgemeinschaft im Sonderforschungsbereich 313 an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel gefördert.

Anhang

A.1 Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Darstellung der Bathymetrie und Morphologie im Europäischen Nordmeer (F. Z. :Fracture Zone). Die Karte wurde mit dem Programm GMT erstellt, wobei als Datenbasis der ETOPO5-Datensatz diente.	10
Abbildung 2: Tektonische Karte des ostgrönländischen Kontinentalrandes (Larsen, 1990).....	11
Abbildung 3: Hauptrichtungen von Tiefenwasserströmungen im Nordatlantik (nach Michels, 1995).....	12
Abbildung 4: Dargestellt sind die Methoden, die bei der Bearbeitung der unterschiedlichen Daten (GLORIA, PARASOUND, MSCL) zum Einsatz kommen und die Ziele, die damit erreicht werden sollen.	13
Abbildung 5: Die horizontale Strahlbreite des GLORIA-Systems beträgt 30° und die vertikale 2.5°. Daraus ergibt sich eine Aufzeichnungsbreite zwischen 7 und 30 km auf jeder Seite. GLORIA wird mit einer Geschwindigkeit von 6 bis 10 Knoten bei einer Kabellänge von 400 m ca. 50 unterhalb der Wasseroberfläche geschleppt (Kenyon et al., 1993).	16
Abbildung 6: Dargestellt ist das Auflösungsvermögen und die Eindringtiefe der eingesetzten Geräte in Beziehung zur Pixelgröße. Die Auflösung der GLORIA-Daten beträgt erst nach der "water column-" und "slant range-" Korrektur 50 x 50 m.	16
Abbildung 7: Die Abbildung zeigt eine Abnahme des Auflösungsvermögens mit zunehmender Aufzeichnungsbreite.	17
Abbildung 8: Lage der GLORIA-Profile (fett) im Arbeitsgebiet. Bei den Querprofilen (dünn) handelt es sich um digitale Sedimentecholot-Profile, die mit dem PARASOUND System auf den Fahrten M26-3 und ARK X-2 gewonnen wurden. Für das schattiert gezeichnete Profil wurde der seismische Gütefaktor Q bestimmt.	18
Abbildung 9: Schematische Darstellung der "slant range" Korrektur. Hierbei ist D=AB die horizontale Entfernung, d=BC die schräge Entfernung und Θ der Depressionswinkel (Blondel, & Parson, 1994).....	21

Abbildung 10: Die Abbildung zeigt den Fehler, der durch die Neigung des Meeresbodens bei der Plazierung der realen Objekte eintritt (in diesem Fall für ein hangaufwärts liegendes Objekt). Das erste Empfangssignal stammt vom Punkt A und startet die Sonar Aufzeichnung zu früh und bewirkt somit eine Verschiebung der Basislinie von Punkt A zu Punkt B. Wenn das Signal vom Meeresboden den Sender erreicht, ist es durch das Zeitsignal verschoben und zwar von Punkt C nach Punkt D (Johnson & Helferty, 1990).....	21
Abbildung 11: Die Karte zeigt die aus dem ETOPO 5 Datensatz berechneten Hangneigungen im Nordatlantik (Michels, 1995).....	22
Abbildung 12: Schematische Darstellung der vertikalen Abstrahlcharakteristik des GLORIA-Systems. Die Arbeitsfrequenz des Hauptlobus auf der Backbordseite beträgt 6.3 kHz, die auf der Steuerbordseite 6,8 kHz. Bei den ersten Seitenloben ist es genau umgekehrt. Dieser Aufbau hat den Effekt, daß das Empfangssignal im Bereich des mittleren "range" sehr stark ist und es nahe des Nadirs gegen Null geht (Kenyon et al., 1993).....	23
Abbildung 13: Die Grafik zeigt am Beispiel von "Vesteris Banken" die Kombination von bathymetrischen- und GLORIA-Daten	28
Abbildung 14: Meeresboden mit Interferenzmuster aufgrund des Strahlenganges.	29
Abbildung 15: Dargestellt ist die Phasendifferenz der beiden Strahlen aus Abbildung 14 als Funktion der Aufzeichnungsbreite (nach Huggett, et al., 1992). Grafik a gilt bei söhlicher Lagerung und Grafik b für Sedimentlagen die parallel oder quer zur Profilinie geneigt sind (Abbildung 49).	31
Abbildung 16: Dargestellt ist der Aufbau des verwendeten Bandpaßfilters. Die Eingabeparameter sind die obere und untere Flankensteilheit sowie die obere und untere Eckfrequenz.....	34
Abbildung 17: Amplitudenspektrum einer Rohdaten Spur aus dem Profil 569.	35
Abbildung 18: Dargestellt ist die maximale Abweichung der Q-Werte der ersten Schicht (Profil 569 Abbildung 38); sie beträgt 25 %.	37
Abbildung 19: Dargestellt sind die Stationen der Kernentnahmen der Ausfahrten ARK I-3, ARK II-4, ARK III-3, ARK IV-3, ARK V-2, ARK VII-1, ARK VII-3, ARK X-22 und M26-3. Kerne, die mit einem Punkt gekennzeichnet sind wurden mit dem MSCL, und die mit Rauten gekennzeichnet sind mit dem Krautkrämer-	

Gerät gemessen. Die Dreiecke kennzeichnen Kerne von denen nur Kernbeschreibungen vorliegen. Die numerierten Quadranten (1-10) zeigen die Aufteilungen des GLORIA-Mosaikes (siehe Karten 1-10, Abbildung 46-48, 50-53, 60, 61, 69).....	41
Abbildung 20 : Dargestellt ist der mittlere relative Fehler, der bei der Bestimmung der Korngröße auftritt sowie die Standardabweichung der DN-Werte. Jeder Punkt repräsentiert eine Kernlokation.....	42
Abbildung 21: Standardfehler bei der Bestimmung von synthetischen Korngrößen anhand der Korrelation zwischen Korngröße und DN-Wert. Jeder der Punkte repräsentiert eine Kernlokation.....	42
Abbildung 22: Dargestellt ist der mittlere relative Fehler, der bei der Bestimmung der P-Wellengeschwindigkeit der Sedimentkerne (Anhang A6) auftritt, dieser liegt bei $\pm 3\%$. Jeder der Meßpunkte steht für einen Sedimentkern, die Kernnummern entsprechen nicht den tatsächlichen Kernnummern, diese sind dem Anhang A6 zu entnehmen.	43
Abbildung 23: Die Grafik zeigt den mittleren relativen Fehler der Dichtewerte der Sedimentkerne (Anhang A6), er beträgt $\pm 5\%$. Jeder der Meßpunkte steht für einen Sedimentkern, die Kernnummern entsprechen nicht den tatsächlichen Kernnummern, diese sind dem Anhang A6 zu entnehmen.	43
Abbildung 24: Grafik a zeigt die Tiefenstufen für P-Wellengeschwindigkeits- und die Dichtemessungen mit dem MSCL. Abbildung b zeigt die Tiefenstufen für P-Wellengeschwindigkeits-Messungen mit dem Krautkrämer Handgerät. In den Abbildungen 25-31 sind die Meßergebnisse dargestellt.....	45
Abbildung 25: Dichte- und Geschwindigkeitswerte des Großkastengreifers GIK23507-1 dargestellt gegen die Teufe. Die Wassertiefe an der Kernentnahmestelle ($73^{\circ}49'N$ und $9^{\circ}14'W$) beträgt 3149 m.....	46
Abbildung 26: Darstellung der Dichte- und Geschwindigkeitswerte des Großkastengreifers GIK23508-1. Die Wassertiefe an der Kernentnahmestelle ($73^{\circ}51'N$ und $9^{\circ}23'W$) beträgt 3201 m.	46

Abbildung 27: Darstellung der Dichte- und Geschwindigkeitswerte des Großkastengreifers GIK23509-1. Die Wassertiefe an der Kernentnahmestelle (73°50'N und 13°30'W) beträgt 2576 m.	46
Abbildung 28: Darstellung der Dichte- und Geschwindigkeitswerte des Schwerelot GIK23510-1. Die Wassertiefe an der Kernentnahmestelle (73°27'N und 13°25'W) beträgt 2643 m.	47
Abbildung 29: Darstellung der Dichte- und Geschwindigkeitswerte des Schwerelot GIK23511-1. Die Wassertiefe an der Kernentnahmestelle (73°13'N und 15°00'W) beträgt 2295 m.	47
Abbildung 30: Darstellung der Dichte- und Geschwindigkeitswerte des Großkastengreifers GIK23511-2. Die Wassertiefe an der Kernentnahmestelle (73°12'N und 15°00'W) beträgt 2295 m.	47
Abbildung 31: Darstellung der Dichte- und Geschwindigkeitswerte des Großkastengreifers GIK23512-1. Die Wassertiefe an der Kernentnahmestelle (72°56'N und 13°25'W) beträgt 2610 m.	48
Abbildung 32: Dargestellt ist die lineare Regression zwischen dem Kehrwert der P-Wellengeschwindigkeit und der Dichte (Kern 23512-2).	48
Abbildung 33: Dargestellt sind die berechneten P-Wellengeschwindigkeiten gegen die Teufe für den Kern 23511-1 (Abbildung 28) (Chi, 1995). Die Zahlen 1-7 markieren Schichtgrenzen.	49
Abbildung 34: Lineare Regression zwischen P-Wellengeschwindigkeits- (Anhang A6) und DN-Werten. Jeder Punkt repräsentiert eine Kernlokation.	50
Abbildung 35: Lineare Regression zwischen Impedanz (Anhang A6) und DN-Werten..	51
Abbildung 36: Lineare Regression zwischen mittleren Korngrößen und DN-Werten (Anhang A7). Jeder Meßpunkt gehört zu einem Sedimentkern.	52
Abbildung 37: Die Karte zeigt die Korngrößenverteilung im Arbeitsgebiet, die anhand der Korrelation zwischen DN-Wert und Korngröße berechnet wurde, zusätzlich sind die Kernpositionen eingezeichnet.	53
Abbildung 38: Ausschnitt aus dem PARASOUND Profil 569 bei einer Wassertiefe von 2610 m (72°56' N und 13°25'W). Das Profil ist in Abbildung 8 durch eine grüne Linie gekennzeichnet. Am Ende dieses Profils befinden sich die Kernstationen GIK23512-1 und GIK23512-2 (Abbildung 31 und Abbildung 39)	55

Abbildung 39: Dichte- und Geschwindigkeitswerte des Schwerelots 23512-2. Die Wassertiefe an der Kernentnahmestelle beträgt 2612 m (72°56'N und 13°25'W). Zusätzlich ist das aus den sedimentphysikalischen Parametern berechnete synthetisches Seismogramm dargestellt. Die unterste Grafik zeigt einen Ausschnitt aus dem PARASOUND-Profil 569 an der Position der Kernentnahme. Die Zahlen 1 und 2 markieren zwei Reflektoren, die in den vier unterschiedlichen Datensätzen eindeutig zu identifizieren sind.....	56
Abbildung 40: Verteilung der Q Werte für die erste Schicht des Profils 569.	57
Abbildung 41: Die Grafik zeigt die Verteilung der Q Werte für die zweite Schicht des Profils 569.	58
Abbildung 42: Häufigkeitsverteilung der berechneten Q Werte für die dritte Schicht.	59
Abbildung 43: Verteilung des Q-Faktor der vierten Schicht des Profils 569. Der Mittelwert des Q-Faktors beträgt 68, die Standardabweichung 48.	59
Abbildung 44: Verteilung der Q-Faktoren der fünften Schicht des Profils 569.	60
Abbildung 45: GLORIA-Aufzeichnungen zeigen das gesamte Arbeitsgebiet, wobei die Daten um den Faktor 6 und damit auch die Auflösung reduziert wurden. Dargestellt ist das Rückstreuungsvermögen des Meeresbodens.....	62
Abbildung 46: Der hier zu sehende Ausschnitt 1 (Abbildung 19) zeigt den östlichen Teil von "Dorotheys Nose" mit vereinzelt deutlich erhöhten Rückstreuungen, die Rückenstrukturen anzeigen.	65
Abbildung 47: Ausschnitt 2 (Abbildung 19) aus dem GLORIA Mosaik zeigt den westlichen Teil von "Dorotheys Nose" und den südlichen Teil des Grönland-Beckens.....	66
Abbildung 48: Auf dem Kartenausschnitt Nr. 8 (um 90° gegen den Uhrzeigersinn gedreht) (Abbildung 19) wird der östliche Teil der Grönland Störungszone sowie einen Teil des Grönland- und Boreas-Becken gezeigt.	67
Abbildung 49: Die Darstellung zeigt die unterschiedlichen Interferenzmuster in Abhängigkeit von den Sedimentlagen a) parallel, ebene Sedimentlagen, b) Neigung der Sedimentlage entlang der Profillinie, c) Neigung der Sedimentlage quer zur Profillinie.	69

Abbildung 50: Karte Nr. 9 (Abbildung 19) (um 90° gegen den Uhrzeigersinn gedreht) zeigt den westlichen Teil der Grönland-Störungszone und den südlichsten Teil des Boreas-Beckens mit seinem ausgeprägtem Interferenzmuster.	70
Abbildung 51: Karte Nr. 10 (Abbildung 19) zeigt unter anderem die markante Zweiteilung der Hovgaard Störungszone, die das Boreas-Becken nach Norden abgrenzt.....	71
Abbildung 52: Kartenausschnitt Nr. 3 zeigt (Abbildung 19) (um 90° gegen den Uhrzeigersinn gedreht) unter anderem den Intraplatten Vulkan "Vesteris Banken" im Grönland-Becken und ein Teil des Turbidit-Kanalsystems.....	73
Abbildung 53: Der Kartenausschnitt Nr. 4 (Abbildung 19) zeigt einen Teil des Grönland-Beckens, mit einem Kanalsystem dessen Ursprung am südöstlichen Kontinentalhang Ostgrönlands liegt. Die Interferenzen am westlichen Rand sind durch unterschiedliche Schichten in der Wassersäule entstanden. Der Grund hierfür ist das Abschmelzen von See-Eis und die dadurch bedingte Wasserschichtenbildung.	74
Abbildung 54: Profilausschnitt 555-3 zeigt einen Kanal in einer Wassertiefe von 3040 m (73° 34'N und 10°03 W).....	75
Abbildung 55: Profil 555-5 zeigt den Kanal von Abbildung 54 weiter nördlich, in einer Wassertiefe von 3010 m (73°35'N 9°56'W).	76
Abbildung 56: Profil 555-7 zeigt den Kanal in einer Wassertiefe von 3040 m (73° 38'N und 9° 54'W).....	77
Abbildung 57: Profil 555-9 zeigt den Kanal in einer Wassertiefe von 3060 m (73°40'N und 9°50'W).	78
Abbildung 58: Profil 555-15 zeigt den Kanal bei 73°47'N und 9°34'W in einer Wassertiefe von 3055 m.....	79
Abbildung 59: Haupttransportwege von Sedimenten vom Ostgrönländischen Kontinentalhang in die Tiefsee und Richtungen von Bodenwasserströmungen. .	81
Abbildung 60: Der Ausschnitt Nr. 5 (Abbildung 19) (um 90° gegen den Uhrzeigersinn gedreht) zeigt einen Teil des ostgrönländischen Kontinentalhanges, mit einem deutlich entwickeltem Kanalsystem.	83
Abbildung 61: Kartenausschnitt Nr. 7 (Abbildung 19) liegt im nordwestlichen Teil des Grönland-Beckens, und gibt unter anderem Hinweise auf mögliche Rutschungen.	84

Abbildung 62: Der Ausschnitt aus Profil 563 zeigt einen Kanal mit dazugehörigen Sedimentwellen in einer Wassertiefe von 2370 m (73°15'N und 14° 45'W).	87
Abbildung 63: Der Ausschnitt aus Profil 569 Spur 7610-7910 zeigt eine Sedimentwelle, in 2580 m Wassertiefe die durch Bodenwasserströmungen entstanden ist (72°53'N und 13° 11'W). Die Sedimentwellen sind in Abbildung 70 durch einen schwarzen Punkt gekennzeichnet.	89
Abbildung 64: Der Ausschnitt aus Profil 569 Spur 7910-8160 zeigt eine Sedimentwelle, in 2580 m Wassertiefe die durch Bodenwasserströmungen entstanden ist (72°53'N und 13° 11'W). Die Sedimentwellen sind in Abbildung 70 durch einen schwarzen Punkt gekennzeichnet.	90
Abbildung 65: Die Reflektoren 1-9 erstrecken sich über beide Flankenseiten der Sedimentwelle (Abbildung 63).	91
Abbildung 66: Die 10 Reflektoren erstrecken sich über beide Flankenseiten der Sedimentwelle (Abbildung 64).	91
Abbildung 67: Dargestellt ist das mittlere SRR gegen die Eindringtiefe für eine Sedimentwelle (Abbildung 63 und Abbildung 65).	92
Abbildung 68: Dargestellt ist das mittlere SRR gegen die Eindringtiefe für eine Sedimentwelle (Abbildung 64 und Abbildung 66).	92
Abbildung 69: Ausschnitt Nr. 6 (Abbildung 19) liegt auf der östlichen Seite des Grönland-Beckens, wo unter anderem einige "Outcrops" zu erkennen sind.	93
Abbildung 70: Die Abbildung zeigt die unterschiedlichen Meeresbodenstrukturen, die bei der Interpretation des GLORIA Mosaiks gefunden wurden. Ebenso sind die verschiedenartigen Transportprozesse zu erkennen, die zum heutigen Aussehen des ostgrönländischen Kontinentalhangs beigetragen haben.	95
Abbildung 71: Echocharakteristik der Norwegisch-Grönländischen See und des ostgrönländischen Kontinentalhangs nach Damuth (1978).	97

A.2 Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Die Tabelle zeigt die benutzten Werte für die Farbcodierung der Weitwinkel-Seitensicht-Sonar Daten.....	27
Tabelle 2: Abweichung der tatsächlichen Korngröße von der mittels linearer Regression berechneten Korngröße.....	54
Tabelle 3: Mittelwerte der P-Wellengeschwindigkeit, Dichte und des Q-Faktors für die einzelnen Schichten.....	60
Tabelle 4: Statistische Daten von DN-Werten für die verschiedenen Kartenausschnitte des Arbeitsgebietes (siehe Abbildung 19).	64
Tabelle 5: Die Tabelle zeigt die Positionen von Sedimentwellenfeldern, in den verschiedenen Kartenausschnitten.	87
Tabelle 6: Die Tabelle zeigt das mittlere Sedimentationsgeschwindigkeitsverhältnis jeweils für eine mittlere Reflektortiefe.	88

A.3 Tabelle der in dieser Arbeit verwendeten Kerne

MSCL = Multi-Sensor-Core-Logger			HKK = Handgerät von Krautkrämer		
KG = Korngröße			KB = Kernbeschreibung		
Kernnummer	Breite	Länge	Art der Messung	Ausfahrt	DN-WERT
GIK23343-4	72.21° N	12.98° W	KG	Meteor 7/5	77
GIK23507-1	72.39° N	7.60° W	MSCL	Meteor 26/3	58
GIK23508-1	73.83° N	9.25° W	MSCL	Meteor 26/3	55
GIK23509-1	73.83° N	13.50° W	MSCL	Meteor 26/3	98
GIK23510-1	73.86° N	9.40° W	MSCL	Meteor 26/3	65
GIK23511-1	73.83° N	13.50° W	MSCL	Meteor 26/3	80
GIK23511-2	73.45° N	13.43° W	MSCL	Meteor 26/3	60
GIK23512-1	73.22° N	15.02° W	MSCL	Meteor 26/3	84
GIK23512-2	73.22° N	15.00° W	MSCL	Meteor 26/3	85
PS21235-1	78.85° N	1.30° E	HKK	Polarstern ARK II/4	65
PS21297-4	77.99° N	1.05° W	HKK	Polarstern ARK III/3	52
PS21320-1	77.99° N	0.55° E	HKK	Polarstern ARK II/3	54
PS21697-2	73.75° N	10.47° W	HKK	Polarstern ARK V/3a	65
PS21702-1	74.99° N	9.77° W	HKK	Polarstern ARK V/3a	67
PS21704-3	78.40° N	1.05° E	HKK	Polarstern ARK V/3a	78
PS21706-1	74.25° N	10.05° W	HKK	Polarstern ARK V/3a	70
PS21707-1	72.61° N	13.84° W	HKK	Polarstern ARK V/3a	68
PS21708-1	71.81° N	12.56° W	HKK	Polarstern ARK V/3a	58
PS21873-1	72.29° N	11.30° W	KG + HKK	Polarstern ARK VII/1	70
PS21873-2	72.30° N	11.29° W	KB	Polarstern ARK VII/1	64
PS21874-1	72.49° N	12.60° W	KB	Polarstern ARK VII/1	50
PS21875-7	72.54° N	12.24° W	KG + HKK	Polarstern ARK VII/1	67
PS21875-8	72.54° N	12.23° W	KB	Polarstern ARK VII/1	61
PS21876-1	72.80° N	12.77° W	KG + HKK	Polarstern ARK VII/1	68
PS21876-3	72.81° N	12.81° W	KB	Polarstern ARK VII/1	51
PS21877-1	73.47° N	13.07° W	KG + HKK	Polarstern ARK VII/1	68
PS21877-3	73.47° N	13.10° W	KG	Polarstern ARK VII/1	66
PS21878-2	73.25° N	9.01° W	KG + HKK	Polarstern ARK VII/1	68
PS21878-3	73.25° N	9.01° W	KG	Polarstern ARK VII/1	54
PS21880-3	73.54° N	9.07° W	KB	Polarstern ARK VII/1	45
PS21882-1	73.59° N	8.39° W	KG	Polarstern ARK VII/1	57
PS21882-2	73.59° N	8.32° W	KB	Polarstern ARK VII/1	52
PS21886-3	73.54° N	9.09° W	KG	Polarstern ARK VII/1	80
PS21892-1	73.73° N	9.62° W	KB	Polarstern ARK VII/1	45

Kernummer	Breite	Länge	Art der Messung	Ausfahrt	DN-WERT
PS21892-3	73.73° N	9.69° W	KG	Polarstern ARK VII/1	67
PS21893-1	74.86° N	10.10° W	KG + HKK	Polarstern ARK VII/1	69
PS21894-7	75.83° N	8.18° W	HKK	Polarstern ARK VII/1	70
PS21894-9	75.80° N	8.30° W	KG	Polarstern ARK VII/1	60
PS21895-9	75.41° N	7.31° W	KG	Polarstern ARK VII/1	62
PS21895-12	75.81° N	7.32° W	KG	Polarstern ARK VII/1	70
PS21898-6	74.99° N	4.96° W	KB	Polarstern ARK VII/1	70
PS21901-1	75.94° N	3.74° W	KG + HKK	Polarstern ARK VII/1	73
PS21901-2	75.94° N	3.74° W	KG	Polarstern ARK VII/1	70
PS21905-1	76.92° N	3.38° W	KB	Polarstern ARK VII/1	80
PS21906-1	76.84° N	2.15° W	KG	Polarstern ARK VII/1	77
PS21906-2	76.84° N	2.15° W	HKK	Polarstern ARK VII/1	80
PS21908-1	76.32° N	1.07° W	KG	Polarstern ARK VII/1	77
PS21908-2	76.32° N	1.09° W	KB	Polarstern ARK VII/1	69
PS21909-1	76.10° N	1.00° W	KB	Polarstern ARK VII/1	60
PS19010-1	75.62° N	1.32° W	KG	Polarstern ARK VII/1	64
PS19011-1	75.06° N	2.98° W	KG	Polarstern ARK VII/1	61
PS19013-1	74.48° N	5.41° W	KG	Polarstern ARK VII/1	80
PS21914-4	73.97° N	7.66° W	KB	Polarstern ARK VII/1	60
PS21921-2	72.94° N	13.42° W	HKK	Polarstern ARK VII/3	65
PS21922-1	75.00° N	8.77° W	HKK	Polarstern ARK VII/3	70

A.4 Tabelle der Parasound Profile

Profilnummer	Start		Ende		Ausfahrt
	Breite	Länge	Breite	Länge	
554	72.36° N	7.60° W	73.50° N	10.00° W	Meteor M26/3
555-1	73.50° N	10.00° W	73.58° N	10.40° W	Meteor M26/3
555-2	73.58° N	10.40° W	73.63° N	10.31° W	Meteor M26/3
555-3	73.63° N	10.31° W	73.54° N	9.91° W	Meteor M26/3
555-4	73.54° N	9.91° W	73.57° N	9.82° W	Meteor M26/3
555-5	73.57° N	9.82° W	73.65° N	10.22° W	Meteor M26/3
555-6	73.65° N	10.22° W	73.69° N	10.13° W	Meteor M26/3
555-7	73.69° N	10.13° W	73.61° N	9.72° W	Meteor M26/3
555-8	73.61° N	9.72° W	73.64° N	9.63° W	Meteor M26/3
555-9	73.64° N	9.63° W	73.72° N	10.04° W	Meteor M26/3
555-10	73.72° N	10.04° W	73.76° N	9.94° W	Meteor M26/3
555-11	73.76° N	9.94° W	73.68° N	9.54° W	Meteor M26/3
555-12	73.68° N	9.54° W	73.71° N	9.45° W	Meteor M26/3
555-13	73.71° N	9.45° W	73.79° N	9.85° W	Meteor M26/3
555-14	73.79° N	9.85° W	73.83° N	9.77° W	Meteor M26/3
555-15	73.83° N	9.77° W	73.75° N	9.35° W	Meteor M26/3
555-16	73.75° N	9.35° W	73.78° N	9.28° W	Meteor M26/3
555-17	73.78° N	9.28° W	73.87° N	9.67° W	Meteor M26/3
555-18	73.87° N	9.67° W	73.90° N	9.58° W	Meteor M26/3
555-19	73.90° N	9.58° W	73.81° N	9.18° W	Meteor M26/3
558 a	73.86° N	9.40° W	73.83° N	12.00° W	Meteor M26/3
558 b	73.83° N	12.00° W	73.84° N	13.52° W	Meteor M26/3
561	73.67° N	12.00° W	73.44° N	13.55° W	Meteor M26/3
563	73.45° N	13.45° W	73.22° N	15.00° W	Meteor M26/3
565	73.22° N	15.00° W	73.05° N	14.08° W	Meteor M26/3
567	73.05° N	14.08° W	72.94° N	13.42° W	Meteor M26/3
569	72.94° N	13.42° W	72.56° N	11.29° W	Meteor M26/3
571	72.54° N	11.16° W	72.42° N	10.50° W	Meteor M26/3
572	72.37° N	10.63° W	72.82° N	13.00° W	Meteor M26/3
573	72.78° N	13.00° W	72.32° N	10.50° W	Meteor M26/3
574	72.32° N	10.67° W	72.36° N	7.60° W	Meteor M26/3
1	74.68° N	3.51° W	75.02° N	5.26° W	Polarstern ARK X/2
2	75.05° N	5.16° W	75.49° N	5.02° W	Polarstern ARK X/2
3	75.47° N	4.80° W	75.00° N	7.34° W	Polarstern ARK X/2

A.5 Tabelle der GLORIA Profile

Profilnummer	Start		Ende		Ausfahrt
	Breite	Länge	Breite	Länge	
1a	71.84° N	11.92° W	76.79° N	1.04° E	Livonia 1992
1b	76.79° N	1.03° E	78.77° N	3.60° E	Livonia 1992
2a	78.78° N	1.46° E	76.96° N	0.68° W	Livonia 1992
2b	76.96° N	0.68° W	72.03° N	13.10° W	Livonia 1992
3a	72.12° N	13.80° W	77.07° N	1.69° W	Livonia 1992
3b	77.07° N	1.69° W	79.04° N	0.39° W	Livonia 1992
4a	79.02° N	0.39° W	77.16° N	2.68° W	Livonia 1992
4b	77.16° N	2.68° W	72.24° N	14.61° W	Livonia 1992
5	72.37° N	15.16° W	76.77° N	5.04° W	Livonia 1992
6	76.81° N	5.55° W	72.39° N	16.03° W	Livonia 1992
7	72.56° N	16.64° W	73.41° N	14.60° W	Livonia 1992
8a	71.90° N	12.47° W	76.89° N	0.25° E	Livonia 1992
8b	76.89° N	0.25° E	79.13° N	3.05° E	Livonia 1992
9a	78.73° N	4.52° E	76.65° N	2.36 ° E	Livonia 1992
9b	76.65° N	2.36° E	71.77° N	10.96° W	Livonia 1992

A6 Kerne bei denen die Dichte, P-Wellengeschwindigkeit und Impedanz gemessen bzw. berechnet wurde (Tiefe 26 cm).

Kernnummer	Willkürliche Kernnummer	P-Wellengeschwindigkeit [m/s]	Kernnummer	Willkürliche Kernnummer	Dichte Tiefe [g/cm ³]	Kernnummer	Impedanz [g/s cm ²]
GIK23507-1	1	1478.042	GIK23507-1	1	1.669	GIK23507-1	246685.210
GIK23508-1	2	1470.967	GIK23508-1	2	1.520	GIK23508-1	196374.095
GIK23509-1	3	1496.000	GIK23509-1	3	1.801	GIK23509-1	269280.130
GIK23510-1	4	1520.000	GIK23510-1	4	1.812	GIK23510-1	275424.001
GIK23511-2	5	1484.856	GIK23511-1	5	1.782	GIK23511-2	249752.779
PS1235-1	6	1590.367	GIK23511-2	6	1.682		
PS12997-4	7	1458.000					
PS1320-1	8	1467.080					
PS1697-2	9	1574.565					
PS1702-1	10	1590.764					
PS1704-3	11	1833.626					
PS1706-1	12	1681.475					
PS1707-1	13	1619.194					
PS1708-1	14	1481.746					
PS1873-1	15	1622.898					
PS1875-7	16	1602.515					
PS1876-1	17	1608.202					
PS1877-1	18	1606.364					
PS1878-2	19	1603.798					
PS1893-1	20	1621.760					
PS1894-7	21	1694.824					
PS1901-1	22	1762.549					
PS1906-2	23	1810.405					
PS1921-2	24	1532.400					
PS1922-1	26	1628.400					

A7 Korngrößen von Oberflächenproben

Kernnummer	Korngröße
	[μm]
GIK23343-4	259
PS21873-1	249
PS21875-7	238
PS21876-1	233
PS21877-1	235
PS21877-3	233
PS21878-2	297
PS21878-3	138
PS21882-1	163
PS21886-3	133
PS21892-3	148
PS21893	147
PS21894-9	153
PS21895-12	182
PS21895-9	226
PS21901-1	257
PS21901-2	151
PS21906-1	222
PS21908-1	242
PS21910-1	224
PS21911-1	166
PS21913-1	254